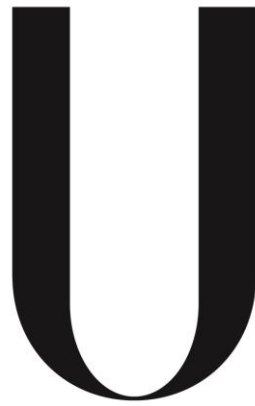


UNIVERSIDADE DE LISBOA  
FACULDADE DE CIÊNCIAS  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA



LISBOA

---

UNIVERSIDADE  
DE LISBOA

**Estudo comparativo das sequências vulcânicas constituintes dos eixos Ervidel-Roxo e Figueirinha-Albernoa (Faixa Piritosa Ibérica) e respectiva relevância na prospecção de sulfuretos maciços polimetálicos.**

Marta Sofia Ferreira Codeço

Relatório final de Estágio  
Mestrado em Geologia Económica  
(Especialização em Prospecção Mineral)

2015



UNIVERSIDADE DE LISBOA  
FACULDADE DE CIÊNCIAS  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA



**Estudo comparativo das sequências vulcânicas constituintes dos eixos Ervidel-Roxo e Figueirinha-Albernoa (Faixa Piritosa Ibérica) e respectiva relevância na prospecção de sulfuretos maciços polimetálicos.**

Marta Sofia Ferreira Codeço

Relatório final de Estágio orientado pelo Professor Doutor António Manuel Nunes Mateus

Mestrado em Geologia Económica  
(Especialização em Prospecção Mineral)

2015





A todos os que o tornaram possível!



# ÍNDICE

Acrónimos e Abreviaturas .....	III
Agradecimentos .....	VII
Resumo .....	IX
Abstract .....	XI
Lista de Figuras .....	XIII
Lista de Tabelas .....	XXVI
I. INTRODUÇÃO .....	3
II. ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO .....	7
II.1. Os Eixos Vulcânicos de Ervidel-Roxo e Figueirinha Alburnoa .....	10
III. METODOLOGIAS .....	17
III.1. Cartografia Geológica e amostragem .....	17
III.2. <i>Re-logging</i> de sondagens e amostragem .....	19
III.3. Processamento Laboratorial .....	20
III.4. Petrografia e Mineralogia .....	23
III.5. Química Mineral .....	23
III.6. Geoquímica Multi-elementar de Rocha Total .....	24
IV. CARACTERIZAÇÃO MINERALÓGICA E PETROGRÁFICA .....	29
IV.1. Rochas Félsicas .....	29
IV.1.1. Eixo Vulcânico de Ervidel-Roxo .....	29
IV.1.2. Eixo Vulcânico de Figueirinha-Alburnoa .....	37
IV.2. Rochas Intermédias .....	43
IV.2.1. Eixo Vulcânico de Ervidel-Roxo .....	43
IV.2.2. Eixo Vulcânico Figueirinha-Alburnoa .....	46
V. QUÍMICA MINERAL .....	51
V.1. Silicatos .....	51
V.1.1. Grupo dos feldspatos .....	51
V.1.2. Grupo das piroxenas .....	54
V.1.3. Grupo das anfíbolas .....	56
V.1.4. Grupo das micas potássicas dioctaédricas .....	57
V.1.5. Grupo da clorite .....	64
V.1.6. Grupo do epidoto .....	77
V.1.7. Grupo do zircão .....	81
V.1.8. Grupo da esfena (titanite) .....	87

V.2.	Carbonatos.....	95
V.3.	Fosfatos .....	97
V.4.	Sulfuretos.....	101
V.5.	Óxidos.....	103
VI.	GEOQUÍMICA MULTI-ELEMENTAR .....	109
VI.1.	Processamento dos dados .....	109
VI.2.	Resultados .....	110
VI.2.1.	Óxidos de elementos maiores .....	111
VI.2.2.	Elementos menores e traço .....	114
VI.2.2.1.	Padrões de concentração multi-elementar normalizados ao Manto Primitivo.....	114
VI.2.2.2.	Padrões de concentração em ETR normalizados ao Condrito C1 .....	119
VI.2.3.	Índices de alteração.....	123
VI.2.4.	Elementos Imóveis .....	125
VI.2.5.	Balanços de Massa.....	133
VI.2.5.1.1.	Eixo Vulcânico de Ervidel-Roxo.....	134
VI.2.5.1.2.	Eixo vulcânico de Figueirinha-Albernoa .....	137
VI.2.6.	Afinidades Magmáticas .....	143
VI.2.7.	Classificação composicional e geotectónica das rochas vulcânicas .....	145
VII.	DISCUSSÃO .....	151
VII.1.	Características gerais dos eixos vulcânicos de Ervidel-Roxo e de Figueirinha-Albernoa 151	
VII.2.	Estudo Comparativo a nível Regional e implicações na prospecção de sulfuretos maciços polimetálicos.....	159
VIII.	CONCLUSÃO.....	173
IX.	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	179
	ANEXOS.....	193
A.	Anexo I.....	195
B.	Anexo II.....	200
C.	Anexo III-1 .....	210
D.	Anexo III-2 .....	213
E.	Anexo IV-1.....	214
F.	Anexo IV-2.....	216

## Acrónimos e Abreviaturas

### Domínios tectono-estratigráficos

Zona Sul Portuguesa	<b>ZSP</b>	Terreno do Pulo do Lobo	<b>TPL</b>
Zona de Ossa Morena	<b>ZOM</b>	Faixa Piritosa Ibérica	<b>FPI</b>

### Unidades Litoestratigráficas

Grupo Filito-Quartzítico	<b>GFQ</b>	Grupo do <i>Flysch</i> do Baixo Alentejo	<b>GFBA</b>
Complexo Vulcano-Sedimentar	<b>CVS</b>	Formação do Pulo do Lobo	<b>Fm PL</b>

### Geologia – diversos

Norte	<b>N</b>	Este	<b>E</b>
Sul	<b>S</b>	Oeste	<b>W</b>
Átomos por unidade de fórmula	<b>a.p.u.f.</b>	<i>Atoms per formula unit</i>	<b>a.p.f.u.</b>

### Fases minerais

Actinolite	<b>Act</b>	Ferri-moscovite	<b>FMs</b>
Albite	<b>Ab</b>	Flogopite	<b>Phl</b>
Amesite	<b>Ame</b>	Galena	<b>Gal</b>
Anite	<b>Ann</b>	Hematite	<b>Hem</b>
Anortite	<b>An</b>	(Hidr)óxidos de ferro	<b>OxFe</b>
Anquerite	<b>Ank</b>	Leucofilite	<b>Lc</b>
Apatite	<b>Ap</b>	Mg-amesite	<b>Mg-Ame</b>
Augite	<b>Aug</b>	Monazite	<b>Mnz</b>
Calcite	<b>Cal</b>	Moscovite	<b>Ms</b>
Calcopirite	<b>Ccp</b>	Ortose/ortoclase	<b>Or</b>
Carbonato	<b>Cb</b>	Óxidos de titânio	<b>OxTi</b>
Chamosite	<b>Chm</b>	Pirite	<b>Py</b>
Clinocloro	<b>Clc</b>	Piroxena	<b>Px</b>
Clorite	<b>Chl</b>	Plagioclase	<b>Pl</b>
Épidoto	<b>Ep</b>	Pseudomorfose de feldspato	<b>Fsp*</b>

Esfalerite	<b>Sp</b>	Quartzo	<b>Qz</b>
Esfena	<b>Spn</b>	Quartzo secundário	<b>Qz*</b>
Feldspato	<b>Fsp</b>	Rútilo	<b>Rtl</b>
Feldspato Potássico	<b>FspK</b>	Sericite	<b>Ser</b>
Fengite	<b>Ph</b>	Siderofilite	<b>Sidf</b>
Fe-amesite	<b>Fe-Ame</b>	Zircão	<b>Zrn</b>
Ferri-fengite	<b>FPh</b>		

### Características Geoquímicas

Elementos do Grupo das Terras Raras	<b>ETR</b>	Elementos do Grupo das Terras Raras Leves	<b>ETRL</b>
<i>Primitive Mantle</i>	<b>PM</b>	Elementos do Grupo das Terras Raras Médias	<b>ETRM</b>
Crosta Continental	<b>CC</b>	Elementos do Grupo das Terras Raras Pesadas	<b>ETRP</b>
Condrito C1	<b>C1</b>	Substituição de Tschermak	<b>TK</b>

### Características petrográficas e texturais

Fragmento	<b>Frag*</b>	Matriz	<b>Mtx*</b>
Anisotropias/descontinuidades	<b>Aniso</b>	Fenocristais	<b>Fenocx</b>
Amígdalas	<b>Agd</b>	Substituição	<b>Rpl</b>
Alteração (domínios de alteração)	<b>Alt</b>	Clusters/agrupamentos	<b>Clust</b>
Substituição por rútilo	<b>RR</b>	Substituição por óxidos	<b>OxR</b>
Corrosão (cristais corroídos)	<b>Co</b>	Corrosão extrema (cristais corroídos)	<b>ExCo</b>
Homogéneo	<b>H</b>	Não homogéneo	<b>NH</b>
Fracturado	<b>F</b>	Não fracturado	<b>NF</b>
Ante-deformação	<b>AD</b>	Pós-deformação	<b>PD</b>

### Localizações

Albernoa	<b>Ab</b>	Figueirinha	<b>Fg</b>
Roxo	<b>Rx</b>	Aljustrel	<b>AJ</b>
Serra Branca	<b>SB</b>	Lagoa Salgada	<b>LS</b>
Entradas	<b>En</b>	Neves Corvo	<b>NC</b>
Cercal	<b>Cc</b>	Lousal	<b>LI</b>
Regional	<b>R</b>	Rio Tinto	<b>RT</b>

Concepción	<b>Cp</b>	Cueva de la Mora	<b>CM</b>
Aguas Teñidas	<b>AT</b>	Aznalcòllar	<b>Az</b>
Paymogo	<b>Pg</b>	Valverde	<b>Vv</b>

### Organizações

---

Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa	<b>FCUL</b>	Empresa de Obras Subterrâneas S.A.	<b>EPOS</b>
Commission on New Minerals and Mineral Names of the International Mineralogical Association	<b>CNMMN- IMA</b>		





## Agradecimentos

Este projecto foi inteiramente financiado pela EPOS - Empresa Portuguesa de Obras Subterrâneas, S.A. (EPOS) na sequência da parceria técnico-científica com a Fundação da Faculdade de Ciências intitulada “Execução de actividades de acompanhamento a trabalhos de prospecção e pesquisa mineral na área de Albernoa” que se iniciou em Fevereiro de 2013. Neste sentido agradeço à EPOS por ter aceite este desafio e tornado possível o desenvolvimento deste relatório de estágio, pois sem o seu suporte este estudo não se teria concretizado. Uma palavra de reconhecido apreço ao Luís Gonçalves por toda a disponibilidade e apoio.

Um agradecimento especial ao meu orientador, Professor António Mateus, por me ajudar a crescer científica, intelectual e profissionalmente; pelas horas despendidas em discussões frutuosas e pela disponibilidade, pelo apoio incessante, pela preocupação e encorajamento, pela paciência para tirar dúvidas “existenciais” que me assolavam. Agradeço acima de tudo o entusiasmo que sempre demonstrou no campo a cada afloramento e por ter sido um verdadeiro mestre. Não posso deixar de agradecer-lhe também a oportunidade de incluir neste projecto, tendo tornado possível a concretização dos meus projectos de vida. Agradeço também ao Professor Jorge Figueiras, que embora não seja oficialmente meu co-orientador nesta tese, deu um forte contributo e alimentou o meu sentido crítico, a busca pelos pormenores (que fazem claramente a diferença); pelas horas despendidas na microsonda electrónica, por me lembrar que “sou geóloga, logo tenho de pensar como tal”; por me fazer perguntas difíceis e por me por a pensar...

Aos meus pais que, embora distantes, sempre me apoiaram e permitiram que eu chegasse a este patamar, mas também por me ensinarem a lutar pelo meu futuro, pois é de mim que ele depende.

Ao Mário, pela paciência, cumplicidade, ajuda na resolução de problemas, pelas palavras de encorajamento e motivação nos dias difíceis, pelas trocas de impressões, pela amizade e acima de tudo por estar sempre presente. Agradeço ainda aos pais do Mário, Leonor e Mário, por todo apoio que manifestaram desde sempre.

Um agradecimento muito especial à “Superbrigada” que sempre foi o motor principal deste trabalho. À “chefa” Filipa, por tudo...pela amizade, pela cumplicidade, pelas horas passadas no campo, nas sondagens; pela boa disposição, por cantar terrivelmente mal, por estar sempre pronta para ajudar. Ao Barros, o nosso paraquedista, pelas discussões frutuosas sobre vulcânicas, pelo olho clínico, pelos momentos de boa disposição e por estar sempre presente para ajudar. À Erica (Êricã), que sempre esteve por perto, desde os velhos tempos da licenciatura e que sempre deu um forte contributo na concretização dos meus projectos; agradeço também a amizade e a preocupação, o apoio e a troca de ideias. Por fim, agradeço ao nosso ex-membro da Superbrigada, o Murphy, por insistir que as “minhas rochas” são

vulcânicas e não há mais a dizer sobre elas; agradeço também a paciência a discutir questões básicas de estrutural.

Quero ainda dar uma palavra de especial gratidão à Cyntia e ao Sr. Alberto pela ajuda preciosa no processamento das amostras, bem como ao Pedro Rodrigues por todo o apoio na microsonda electrónica.

Por fim, agradeço a todos os que abarcaram este Mestrado, pois sem eles não teria sido possível o seu arranque

## Resumo

A Faixa Piritosa Ibérica (FPI) é uma das províncias metalogenéticas mais importantes do mundo, cujos depósitos de sulfuretos maciços polimetálicos se associam tipicamente, mas não exclusivamente, ao Complexo Vulcano-Sedimentar (CVS). Os objectivos do presente estudo recaíram sobre a caracterização mineralógica, petrográfica e geoquímica das sequências vulcânicas que compõem os eixos vulcânicos de Ervidel-Roxo e de Figueirinha-Albernoa com o intuito de contribuir para eventuais refinamentos dos critérios usados na prospecção de sulfuretos maciços no contexto da FPI.

Os eixos de Ervidel-Roxo e de Figueirinha-Albernoa localizam-se no sector N da FPI e definem duas sequências vulcanogénicas alongadas de rumo aproximado NW-SE. O carácter bimodal do vulcanismo é mais pronunciado na região de Ervidel-Roxo assinalado pela ocorrência de meta-riólitos e meta-“andesitos”, enquanto na região de Figueirinha-Albernoa predomina o vulcanismo félsico de natureza riodacítica (a dacítica). Os dados mineralógicos e geoquímicos mostram que ambas as regiões foram afectadas por metamorfismo na fácies dos xistos verdes alta (transição das zonas da clorite e biotite) comprovada pela ocorrência sistemática da associação mineral clorite + moscovite + albite + esfena  $\pm$  epidoto nas rochas félsicas, e de clorite + epidoto + actinolite + albite + esfena  $\pm$  oligoclase nas rochas intermédias. O rejuvenescimento da actividade hidrotermal pós-pico metamórfico com temperaturas da ordem de  $450\pm 50^{\circ}\text{C}$  é inferido com base na amplitude de variação composicional da clorite e das micas potássicas dioctaédricas. A utilização dos resultados obtidos com o geotermómetro  $T_{Zrn}$  como critério de separação entre líquidos magmáticos potencialmente geradores de sequências vulcanogénicas hospedeiras de depósitos de sulfuretos maciços e líquidos magmáticos associados a sequências vulcanogénicas “estéreis” revelou ser um bom ponto de partida para a definição novos critérios de prospecção mineral no contexto da FPI. Esta abordagem carece contudo de algum refinamento, devendo ser complementada com outros estudos, em particular com os requeridos pela aplicação dos geotermómetros *TitaniZ* e *ZirconiS*. Os percursos de composição colocados em evidência pelos índices  $Al_{\text{traço}}$  vs.  $Al_{\text{maiores}}$  merecem igualmente exploração futura.

**Palavras-Chave:** vulcanismo, geotermometria, sulfuretos maciços polimetálicos, Faixa Piritosa Ibérica, prospecção mineral



## Abstract

The Iberian Pyrite Belt (IPB) is one of the most important metallogenic provinces worldwide, whose massive polymetallic sulfide ores are typically, but not exclusively, hosted in a volcano-sedimentary succession (VS Complex). This study aims a comprehensive characterization of mineralogical, petrographic and geochemical features presented by the Ervidel-Roxo and Figueirinha-Albernoa volcanic axes in order to contribute to possible refinements of criteria used in the exploration of massive sulfide deposits in the IPB context.

The Ervidel-Roxo and Figueirinha-Albernoa volcanic axes are located in IPB north sector and define two elongated sequences roughly running NW-SE. The bimodal nature of volcanism is more pronounced in Ervidel-Roxo region outlined by the presence of meta-rhyolites and meta-“andesites”, whereas in Figueirinha-Albernoa region the felsic volcanism of rhyodacitic (to dacitic) nature prevails. Mineralogical and geochemical data show that both regions were affected by metamorphic recrystallization under high-greenschist facies conditions (chlorite-biotite transition zones), as recorded by the systematic occurrence of chlorite + muscovite + albite + titanite  $\pm$  epidote in felsic rocks and chlorite + actinolite + albite + titanite  $\pm$  oligoclase in intermediate rocks. The rejuvenation of hydrothermal activity after the metamorphic event peak under temperatures of  $450\pm 50^{\circ}\text{C}$  is deduced on the basis of the compositional variability of chlorite and dioctahedral micas. The use of results obtained with the geothermometer  $T_{Zrn}$  as a criterion for separation of melts potentially related to the generation of volcanogenic sequences hosting massive sulfides deposits and melts triggering the development of “barren” volcanogenic sequences, proved to be a good basis for defining new criteria for mineral exploration in IPB. However, this approach needs to be refined in future and complemented with other studies in particular those required by the application of the *TitaniZ* and *ZirconiS* geothermometers. The compositional paths put in evidence by the  $\text{Al}_{\text{trace}}$  vrs  $\text{Al}_{\text{major}}$  indexes deserve also further investigation.

**Key-words:** volcanism, geothermometry, polymetallic massive sulfides, Iberian Pyrite Belt, mineral exploration



## Lista de Figuras

**Figura II-1:** Representação esquemática das principais unidades estruturais e tectonoestratigráficas do SW Ibérico e localização dos principais depósitos de sulfuretos maciços da Faixa Piritosa Ibérica (modificado após Quesada, 1991). A área assinalada com rectângulo branco corresponde à porção de CVS dos eixos vulcânicos de Ervidel-Roxo e de Figueirinha-Albernoa..... 8

**Figura IV-1: Selecção de características em amostras de mão de rochas félsicas com génese extrusiva (lávica) para o eixo vulcânico de Ervidel-Roxo: (A) Meta-riólito** de coloração roxa/avermelhada, com abundantes fenocristais de feldspato e quartzo, recortado por diversos filonetes de quartzo e veios preenchidos por (hidr)óxidos de Fe subperpendiculares aos primeiros, provocando orlas de rubefacção adjacente. Matriz microcristalina composta por quartzo e feldspato, alterada para sericite; **(B) Meta-riólito** com evidências de alteração sericitica intensa ante-pico metamórfico, acompanhada por cloritização (subordinada); de salientar a forte rubefacção dos fenocristais de feldspato, conferindo-lhes uma tonalidade rosada; **(C) Meta-riólito** de coloração roxa, composto por fenocristais de quartzo e feldspato no seio de uma matriz microcristalina composta essencialmente por quartzo e feldspato, incipientemente alterada; **(D) Possível meta-riólito** fortemente cloritizado e recortado por veios preenchidos por pirite ± calcopirite; **(E) Possível meta-dacito**, com forte transposição da textura original e deposição de clorite e epidoto secundários; a primeira desenvolve tipicamente alinhamentos preferenciais, denunciando deposição ante-pico metamórfico; **(F) Meta-dacito** com origem subvulcânica possível, composto essencialmente por cristais de feldspato afectado por forte cloritização e carbonatação; **(G) Meta-riólito** composto por abundantes fenocristais de feldspato, exibindo alteração fraca a moderada caracterizada por deposição de sericite e clorite..... 30

**Figura IV-2: Fotomicrografias e imagens composicionais de aspectos particulares de meta-riólitos do eixo vulcânico de Ervidel-Roxo: Fotomicrografias (A) e (B):** fenocristais de Qz definindo texturas de desvitrificação e fenocristais de Ab sujeitos a hidrólise (sericitização); matriz de natureza quartzo-albitica (mtx\*) fraca a moderadamente sericitizada. Presença de quartzo de origem secundária (Qz\*) [#RVC40; LT-// (A) & LT-X (B); Ampl. 5X]; **Fotomicrografias (C) e (D):** relação de corte entre veios de Qz e os domínios de deposição de (hidr)óxidos de Fe – do tipo Hem; presença de fenocristais de Ab e Qz no seio de uma matriz quartzo-feldspática (K), moderadamente sericitizada (Ser). Cristais de Zrn associados à Hem [#RVC51; LT-// (C) & LR-// (D); Ampl. 5X]; **Fotomicrografias (E) e (F):** domínio de deposição de sulfuretos, em particular Py, acompanhados por Chl. Rocha pervasivamente modificada, com transformação das fases minerais primárias para Ser e total transposição da textura original. Matriz possivelmente cloritizada [#CW2-L; LT-// (E) & LT-X (F); Ampl. 5X]; **Imagem composicional (G)** agregados de Zrn e Ap com conteúdos vestigiais de grãos submicroscópicos de Mnz, rodeados por uma matriz fortemente sericitizada (Ser) e cloritizada (Chl), segundo corredores de deposição subparalelos [#RSE54; imagem de microscopia

electrónica de alta resolução]; **Imagem composicional (H)**: domínios de deposição de agregados criptocristalinos de Hem acompanhados de Qz e FspK [#RVC51; imagem de microscopia electrónica de alta resolução]. Abreviaturas das fases minerais de acordo com Whitney & Evans (2010); #\_ referência da amostra; LT – Luz transmitida e LR – Luz reflectida; // e X - luz simples e duplamente polarizada, respectivamente; Ampl. – ampliação. .... 32

**Figura IV-3: Fotomicrografias e imagens composicionais de aspectos particulares de meta-riodacitos e meta-dacitos do eixo vulcânico de Ervidel-Roxo: Fotomicrografias (A) e (B):** fantasmas de fenocristais de feldspato (Fsp\*) fortemente hidrolisados e substituídos por uma associação mineral que compreende Ser, Ep  $\pm$  Ab  $\pm$  Qz, no seio de matriz (mtx\*) composta por Ab e Qz, moderadamente enriquecida em clorite e epidoto, fases de alteração estas acompanhadas por Spn [#RL61; LT-// (A) & LT-X (B); Ampl. 10X]; **Fotomicrografias (C) e (D):** fácies riodacítica a dacítica (?) hidrotermalmente transformada, com uma cloritização intensa das fases minerais primárias, em parte desenvolvida ante-pico metamórfico; a alteração dos Fsp primários resulta na precipitação de Ep e Cal, por vezes acompanhada por Spn [#RCHL60; LT-// (C) & LT-X (D); Ampl. 5X]; **Fotomicrografia (E):** pseudomorfose de Py [substituída por OxFE] em rocha fortemente cloritizada [#RCHL66; LR-//; Ampl. 5X]; **Fotomicrografia (F):** cristal de Spn em forte desequilíbrio, com domínios enriquecidos em Ti (domínios mais claros) e inclusões de sulfuretos – Py e Ccp. Matriz em torno possui cristais submicroscópicos euédricos de Ep [#RL61; LR-//; Ampl. 5X]; **Imagem composicional (G)** domínio de forte hidrólise com deposição de Chl, Ep, Spn, bem como de Qz micro a criptocristalino [#RCHL60; imagem de microscopia electrónica de alta resolução]; **Imagem composicional (H)**: filonetes submicroscópicos preenchidos por Hem acompanhada por fosfatos de terras raras leves, nomeadamente, La, Ce e Nd, do tipo Mnz, no seio de Chl associada à alteração pervasiva de um possível meta-riodacito (?) [#RCHL66; imagem de microscopia electrónica de alta resolução]. Critérios de abreviação como na **Figura IV-2**. .... 35

**Figura IV-4: Selecção de características em amostras de mão e em afloramentos-chave de rochas félsicas de origem lávica para o eixo vulcânico de Figueirinha-Albernoa: (A) Meta-dacito** de granularidade fina fortemente cloritizado; observam-se anisotropias preenchidas por clorite, bem como fracturas preenchidas por quartzo e/ou epidoto **(B) Meta-riodacito** composto por fenocristais de feldspato e quartzo (subordinado), recortado por veios preenchidos com hematite, com aspecto textural de metajasper; **(C) Brecha metavulcânica monomíctica (riodacítica)** onde é possível observar “pseudoclastos” com abundantes feldspatos sericitizados e quartzo hialino no seio de uma matriz cloritizada; a “matriz” em torno dos “pseudoclastos” apresenta alteração intensa traduzida por abundante epidoto e clorite; **(D) Meta-riodacito** composto por abundantes fenocristais de quartzo hialino e de feldspato fortemente alterados e sericitização fraca da matriz; **(E) Meta-riodacito (“amigdaloidal”)** composto por fenocristais de feldspatos e abundantes “amígdalas” preenchidas por clorite ou clorite e quartzo no seio de matriz cloritizada; **(F) Brecha metavulcânica monomíctica** onde é possível observar “pseudoclastos” com



abundantes feldspatos sericitizados, numa matriz sericitizada; a “matriz” em torno dos “pseudoclastos” apresenta uma cloritização forte **(G)** Afloramento de **brecha metavulcânica monomítica**, onde é possível observar o carácter de justaposição dos “pseudoclastos” de forma a reconstruir a matriz rochosa original; **(H)** **Meta-riodacito** com impregnação/disseminação de (hidr)óxidos de Fe na matriz. .... 38

**Figura IV-5: (Página Seguinte) Fotomicrografias e imagens composicionais de aspectos particulares de meta-riodacitos e meta-dacitos do eixo vulcânico de Figueirinha-Albernoa: Fotomicrografias (A) e (B):** contacto entre “pseudoclasto” (base) e “matriz” (topo) de brecha metavulcânica monomítica; o “pseudoclasto” apresenta uma matriz (mtx\*) submicroscópica composta por Ep, Ab e Chl ao passo que o domínio a topo é caracterizado por uma matriz cripto a microcristalina composta por Ab e Qz, fraca a moderadamente cloritizada (acompanhada por Ser e algum Ep). Adicionalmente, os fenocristais de Qz apresentam maior dissolução no domínio a topo e menor hidrólise dos Fsp, enquanto no “pseudoclasto” os fenocristais de Qz exibem menor dissolução e os Fsp uma hidrólise mais vincada [#11-1-F; LT-// (A) & LT-X (B); Ampl. 5X]; **Fotomicrografias (C) e (D):** fácies dacítica (a riódacítica) caracterizada por fenocristais de Ab incipientemente hidrolisados e fenocristais de Qz ligeiramente dissolvidos no seio de matriz rica em micrólitos de Ab, com cloritização fraca e presença acessória de Ep e Cal [#18-1-Y; LT-// (C) & LT-X (D); Ampl. 5X]; **Fotomicrografias (E) e (F):** textura possivelmente intersertal em fácies fortemente transposta para Chl, Ser e Ank; presença de Rtl [#V70; LT-// (E) & LT-X (F); Ampl. 5X]; **Imagem composicional (G)** veio com Hem, Qz e Ep, em fácies recortada por veios de Hem com textura macroscópica assemelhando-se a metajáspe [#AVC2; Imagem de Microscopia Electrónica de Alta Resolução]; **Imagem composicional (H):** ocorrência de agregados minerais de Psb, Ap e Zrn em meta-riodacito com impregnação de (hidr)óxidos de Fe na matriz [#AVC31; Imagem de Microscopia Electrónica de Alta Resolução]. Critérios de abreviação como na **Figura IV-2**..... 40

**Figura IV-6: (Página Seguinte) Selecção de características em amostras de mão de rochas intermédias para o eixo vulcânico de Ervidel-Roxo [A a D] e Figueirinha-Albernoa [E]: (A) Meta-“andesito” (a meta-dacito)** de granularidade fina moderadamente cloritizado; observa-se rede de fracturação preenchida por epidoto; **(B) Meta-“andesito”** composto por abundantes fenocristais de feldspato e fases ferromagnesianas (piroxenas e anfíbolos), moderadamente cloritizado; **(C) Meta-“andesito”** de granularidade fina a intermédia com carácter maciço, moderadamente cloritizado; **(D) Meta-“andesito”** de granularidade fina a intermédia com carácter maciço, moderadamente cloritizado e exibindo abundantes “agulhas” de esfena dispersas ao longo da rocha; **(E) Meta-“andesito” (?)** possivelmente de natureza intrusiva ou subvulcânica, com evidências de alteração intensa das fases minerais primárias e neoformação de epidoto e clorite. .... 43

**Figura IV-7: (Página seguinte): Fotomicrografias e imagens composicionais de aspectos particulares de meta-“andesitos” e meta-“andesitos”-dacitos dos eixos vulcânicos de Ervidel-Roxo (A-D e G-H) e de Figueirinha-Albernoa (E-F): Fotomicrografias (A) e (B):** fenocristal de Aug com as

orlas substituídas por Act; presença de cristais de Spn; matriz albitica, fracamente alterada para Chl e Ep [#RVM63; LT-// (A) & LT-X (B); Ampl. 10X]; **Fotomicrografias (C) e (D)**: textura intersertal em meta-“andesito” (?) composto essencialmente por Pl; presença de Cal, Chl e Spn nos interstícios. Qz fortemente corroído [#RVM64; LT-// (C) & LT-X (D); Ampl. 5X]; **Fotomicrografias (E) e (F)**: forte transposição de fases minerais primárias para Ep, Cal e Chl, em fácies “andesítica”-dacítica [#AVM27; LT-// (E) & LT-X (F); Ampl. 5X]; **Imagem composicional (G)** corredores de alteração com Chl e agulhas de Spn [#RVM64; imagem de microscopia electrónica de alta resolução]; **Imagem composicional (H)**: Ccp e Sp associadas a Qz e Chl em fácies intermédia [#RPM62; imagem de microscopia electrónica de alta resolução]. Critérios de abreviação como na **Figura IV-2** ..... 46

**Figura V-1: (A)** Diagrama triangular An% (Anortite) - Ab% (Albite) - Or% (Ortoclase) (adaptado de Deer et al., 2008); percentagens das fracções molares calculadas com base nas proporções catiónicas de Ca, Na e K para a totalidade de feldspatos observados em rochas metavulcânicas constituintes do CVS da região de Ervidel-Roxo e Figueirinha-Albernoa; **(B)** ampliação do diagrama (A) com a discriminação das três famílias principais de feldspatos: albite, I; albite-oligoclase, II e albite-ortoclase, III ..... 52

**Figura V-2:** Projecção das piroxenas que caracterizam as rochas intermédias do CVS do eixo vulcânico de Ervidel-Roxo no diagrama discriminante J-Q (Morimoto et al., 1988)..... 55

**Figura V-3:** Projecção das piroxenas observadas nas rochas intermédias da região do Roxo no sistema quadrilateral  $Mg_2Si_2O_6$  (enstatite, En) –  $Fe_2Si_2O_6$  (ferro-silite, Fs) -  $CaMgSi_2O_6$  (diópsido, Di) e  $CaFe_2Si_2O_6$  (hedembergite, Hd). ..... 55

**Figura V-4:** Diagrama de classificação das anfíbulas de acordo com Leake et al. (1997), com projecção das anfíbulas analisadas em rochas metavulcânicas das regiões do Roxo e de Albernoa. .... 56

**Figura V-5:** Projecção da totalidade das anfíbulas analisadas no diagrama de  $Mg_2 + iv$  vs.  $Fe_2 + Mnvi$ . ..... 57

**Figura V-6:** Projecção das micas dioctaédricas (A) ante-deformação (AD), (B) pós-deformação (PD) e (C) de contexto cronológico indefinido (Undef) no diagrama Al (iv) vs. Al (vi), considerando ainda o seu modo de ocorrência: matricial (Mtx), associadas à hidrólise dos fenocristais de feldspato (Fenocx), ao longo de corredores de alteração (Alt), preenchimento de descontinuidades estruturais (Aniso) e ainda relacionadas com a substituição de fenocristais de fases minerais primárias e da matriz indiferenciadamente (Repl). Os extremos composicionais foram definidos com base nas composições ideais dos mesmos: moscovite (Ms)  $KAl_2Si_3AlO_{10}OH, F_2$ , fengite (Ph)  $KAl_{1,5}R_{0,52} + Si_{3,5}Al_{0,5}O_{10}OH, F_2$ , leucofilite (Lc)  $KMgAlSi_4O_{10}OH, F_2$  e ferrifengite (FPh)  $KMg_{0,5}Fe_{0,52} + AlFe_3 + Si_{3,5}Al_{0,5}O_{10}OH, F_2$ . Abreviaturas das fases minerais de acordo com Whitney & Evans (2010)..... 59

**Figura V-7:** Projecção das micas dioctaédricas (A) ante-deformação (AD), (B) pós-deformação (PD) e (C) de contexto cronológico indefinido (Undef) no diagrama Si (iv) vs. Fe+Mg (vi). Acrónimos e termos composicionais para a Ms, Ph e Ph de acordo com a **Figura V-6**. O extremo composicional da ferrimoscovite (FMs) foi obtido recorrendo à composição ideal dada por  $KAl_{1,5}Fe_{0,53} + Si_3Al_{10}OH$ , F2. .... 60

**Figura V-8:** Projecção dos conteúdos catiónicos por unidade de fórmula expressos pela relação  $R_3 + vs Fe + Mg + Mn + Ti + (Si - 3)$  mostrando os desvios da composição ideal das micas dioctaédricas para trioctaédricas para as micas: (A) ante-deformação (AD), (B) pós-deformação (PD) e (C) de contexto cronológico indefinido (Undef). Acrónimos de acordo com o estipulado na **Figura V-6**. .... 61

**Figura V-9: (A)** Projecção dos termos de composição ideal moscovite (Ms), fengite (Ph), leucofilite (Lc), siderofilite (Sidf) e flogopite/anite (Phl/Ann) no diagrama ternário  $R^{2+}-Al-Si$  e das análises obtidas para amostras representativas dos eixos vulcânicos de Ervidel-Roxo e Figueirinha-Albernoa. **(B)** Distribuição das análises obtidas pelos domínios de estabilidade térmica obtidos experimentalmente para o sistema  $K_2O - FeO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$ . .... 62

**Figura V-10:** Distribuições de Si vs (K+Na) para as micas potássicas dioctaédricas analisadas com base no número de catões por unidade de fórmula. A recta transcreve a substituição ideal  $\Sigma_{xii}Si_{iv}K, Na - 1x_{ii}Al - 1iv$ . .... 64

**Figura V-11:** Projecção Mg vs.  $Fe^{2+}$  para a totalidade das análises de clorite organizadas de acordo com o contexto textural em que se inserem: (A) veios, (B) matriz (Mtx), (C) descontinuidades (Aniso), (D) domínios de alteração forte (Alt) e (E) substituição da matriz e fenocristais (Repl), hidrólise de fenocristais (Fenocx) e preenchimento de amígdalas (Agd), tendo em consideração a génese ante-deformação (AD), pós-deformação (PD) ou indefinida (Indef). .... 67

**Figura V-12:** Projecção do total de ocupação octaédrica (Total vi) vs.  $Al + 2Ti + Cr_{vi} - (Al)_{iv}$  **(A a E)** e do  $Si_{iv} - 2\Sigma_{vi}$  vs.  $Fe_2 + +Mg_{vi}$  **(F-J)** para a totalidade das análises efectuadas em grãos de clorite. Critérios de organização e de abreviação de acordo com o estipulado na **Figura V-11**. .... 69

**Figura V-13:** Projecção do total de catões divalentes na posição octaédrica  $R_2 + vi$  vs.  $Si_{iv}$  para a totalidade das análises efectuadas em clorite. Os extremos composicionais foram definidos com base nas composições ideais dos mesmos: amesite  $Mg_4Al_2Al_2Si_2O_{10}OH_8$ , clinoclóro-chamosite  $Mg, Fe_2 + 5AlSi_3AlO_{10}OH_8$ , lizardite-minnesotaite  $Mg_6Si_4O_{10}OH_8$  e sudoíte  $Mg_2Al_3AlSi_3O_{10}OH_4$ . Critérios de organização e de abreviação de acordo com o estipulado na **Figura V-11**. .... 70

**Figura V-14:** Projecção do  $\#Mg$  vs. T (°C) para a totalidade de clorites analisadas. Os valores de temperatura foram calculados com base na expressão empírica devida a Jowett (1991). Critérios de abreviação de acordo com o estipulado na **Figura V-11** ..... 74

<b>Figura V-15:</b> Projecção do <b>#Mg</b> vs. T (°C) para a totalidade de clorites analisadas. Os valores de temperatura foram calculados de acordo com o modelo termodinâmico apresentado por Inoue et al. (2009). Critérios de abreviação de acordo com o estipulado na <b>Figura V-11</b> .	75
<b>Figura V-16:</b> Projecção do <b>#Mg</b> vs. T (°C) para a totalidade de clorites analisadas, comparando os resultados obtidos com base no modelo termodinâmico de Inoue et al. (2009) e a aproximação empírica de Jowett (1991). Critérios de abreviação de acordo com o estipulado na <b>Figura V-11</b> .	76
<b>Figura V-17:</b> Diagrama de classificação para minerais do grupo do epidoto no sistema R3 + –Alvi – R2 +, estando os termos finais das soluções sólidas representados pelo círculo preto “a cheio” (adaptado de Kartashov, 2014).	78
<b>Figura V-18:</b> Projecção do vector de substituição AlT vs. ETRT + Th para a totalidade das análises de epidoto, organizadas de acordo com o contexto textural em (i) matriz (Mtx), (ii) domínios de alteração (Alt), (iii) veios, (iv) descontinuidades (Aniso) e (v) substituição de fases minerais primárias (Repl).	78
<b>Figura V-19:</b> Projecção do vector de substituição AlT vs. Fe3 + (T) + Mn3 + para a totalidade das análises em epidoto, organizadas de acordo com o contexto textural. Critérios de abreviação concordantes com o que foi descrito na <b>Figura V-18</b> .	79
<b>Figura V-20:</b> Projecção do vector de substituição Fe2 + + Mg vs. Ca para a totalidade das análises de epidoto, organizadas de acordo com o contexto textural. Critérios de abreviação concordantes com o que foi descrito na <b>Figura V-18</b> .	80
<b>Figura V-21:</b> Projecção dos conteúdos Fe3 + MAI3 + M vs. Ti4 + MFe2 + M para a totalidade das análises de epidoto, organizadas de acordo com o contexto textural. Critérios de abreviação concordantes com o que foi descrito na <b>Figura V-18</b> .	81
<b>Figura V-22:</b> Projecção dos conteúdos catiónicos de Zr vs. Si para a totalidade dos zircões analisados, organizados de acordo com o contexto textural em (i) matriz (Mtx), (ii) agrupamentos (Clust), (iii) agregados em descontinuidades (Clust_Aniso) ou domínios alterados (Clust_Alt) e (iv) associados a veios, tendo ainda em conta a homogeneidade (H) ou não homogeneidade (NH) e o carácter fracturado (F) ou não fracturado (NF) dos grãos. A linha a “cheio” mostra a proporção ideal (1:1) e a linha a tracejado, põe em evidência os desvios estruturais.	82
<b>Figura V-23:</b> Projecção <b>(A)</b> ETR + P vs. Zr + Si, <b>(B)</b> R2 + + 3ETR + P vs. 3Zr + Si e <b>(C)</b> Al + Fe3 + + 4ETR + P vs. 4Zr + Si para a totalidade dos zircões analisados, organizados de acordo com critérios texturais ( <b>Figura V-22</b> ).	83

<b>Figura V-24:</b> Amplitude de variação dos valores de temperatura obtidos com base no geotermómetro TitaniZ em zircões constituintes de rochas félsicas.....	87
<b>Figura V-25:</b> Projecção do vector de substituição Ti vs. Al + Fe <sup>3</sup> + para a totalidade de análises de esfena organizadas de acordo com o contexto textural, nomeadamente: (i) agregados/clusters (Clust), (ii) processos de substituição de fases minerais primárias (Repl); (iii) preenchimento de descontinuidades e (iv) disseminações ou agregados dispersos na matriz (Mtx), complementados por observações em microscopia electrónica relativamente a processos de corrosão dos cristais (Co- corroídos; ExCo – extremamente corroídos), processos de substituição rútilo-esfena (RR) e óxidos de Fe, Ti e Mn-esfena (OxR).....	89
<b>Figura V-26:</b> Projecção dos conteúdos Nb + Ta + Al + Fe <sup>3</sup> + vs. 2Ti a.p.u.f. para a totalidade de análises de esfena. Organização do contexto textural e características particulares de acordo com o que foi descrito na <b>Figura V-25</b> .....	90
<b>Figura V-27:</b> Projecção dos valores de temperatura calculados com base nos geotermómetros ZirconiS e TitaniZ versus, respectivamente, os conteúdos de Zr em esfena e de Ti em zircão constituintes das rochas vulcânicas dos eixos vulcânicos de Figueirinha Albenoa e Ervidel-Roxo, considerando valores mínimos de aTiO <sub>2</sub> .....	93
<b>Figura V-28:</b> Projecção dos valores de temperatura calculados com base nos geotermómetros ZirconiS e TitaniZ versus, respectivamente, os conteúdos de Zr em esfena e de Ti em zircão constituintes das rochas vulcânicas dos eixos vulcânicos de Figueirinha Albenoa e Ervidel-Roxo, considerando valores máximos de aTiO <sub>2</sub> .....	95
<b>Figura V-29:</b> Projecção da totalidade de análises efectuadas em carbonatos constituintes das rochas vulcânicas dos eixos vulcânicos de Ervidel-Roxo e de Figueirinha-Albenoa no sistema ternário MgCO <sub>3</sub> -CaCO <sub>3</sub> -FeCO <sub>3</sub> .....	96
<b>Figura V-30:</b> Projecção do P vs. Ca (a.p.u.f.) considerando a composição ideal da apatite. As análises foram agrupadas de acordo com o contexto textural em: clusters (Clust), matriz (Mtx), associadas à alteração de fenocristais (Fenocx), domínios de alteração (Alt) e veios; por área geográfica em: Ab (Albenoa), Fg (Figueirinha) e Rx (Roxo). Considerou-se ainda a separação entre apatite (A) e fluor-apatite (FA). .....	98
<b>Figura V-31:</b> Projecção do total de cations divalentes (R <sup>2+</sup> ) vs. Total de cations trivalentes (R <sup>3+</sup> ). Critérios de abreviação de acordo com o estipulado na <b>Figura V-30</b> . .....	98

<b>Figura V-32:</b> Projecção do P vs. $5 - R2 + (\text{total})$ , sendo 5 o total de catiões na posição do Ca e $R2 + (\text{total})$ , o total de catiões divalentes na posição ocupada idealmente pelo Ca; a expressão $5 - R2 + (\text{total})$ exprime, assim, os vazios da posição idealmente ocupada pelo Ca. Critérios de abreviação de acordo com o estipulado na <b>Figura V-30</b> . ....	99
<b>Figura V-33:</b> Projecção do P vs. $R^{2+}$ total (a.p.u.f.). Critérios de abreviação de acordo com o estipulado na <b>Figura V-30</b> . ....	99
<b>Figura V-34:</b> Projecção P vs. ETR (total) (a.p.u.f.) para a totalidade de monazites analisadas. ....	100
<b>Figura V-35:</b> Projecção do total de ocupação da posição T P + Zr + Sivs. $R3 + \text{total} - \text{ETR} + \text{Fe}3 + \text{Al}$ . ....	100
<b>Figura V-36:</b> Diagrama classificativo dos óxidos e hidróxidos de Fe e Ti com base no sistema ternário FeO (wüstite), $\text{TiO}_2$ (rútilo) e $\text{Fe}_2\text{O}_3$ (hematite) (adaptado de Butler, 1992, 2004). Para a ilmenite, pseudobrookite e pseudobrookite II tomou-se como “ $\text{Fe}^{2+}$ ” o valor da soma $\text{Fe}2 + \text{Mn}$ . ....	105
<b>Figura VI-1:</b> Diagramas de variação dos elementos maiores (Diagramas “Harker”) com projecção do $\text{SiO}_2$ vs. $\text{Al}_2\text{O}_3$ (A), $\text{Fe}_2\text{O}_3$ (T) (B), MgO (C), CaO (D), $\text{Na}_2\text{O}$ (E), $\text{K}_2\text{O}$ (F), $\text{TiO}_2$ (G) e $\text{P}_2\text{O}_5$ (H). Os acrónimos MetaVolcFAB, MetaVolcIAB, MetaVolcFFg, MetaVolcFRx e MetaVolcIRx, significam “MetaVolcanic Felsic Albenoa”, “MetaVolcanic Intermediate Albenoa”, “MetaVolcanic Felsic Figueirinha”, “MetaVolcanic Felsic Roxo” e “MetaVolcanic Intermediate Roxo, respectivamente.”. ....	112
<b>Figura VI-2:</b> Projecção dos conteúdos em elementos maiores, nomeadamente, $\text{Fe}_2\text{O}_3$ (T) e $\text{TiO}_2$ (wt%) com as razões $\text{Fe}_2\text{O}_3$ (T)/MgO (wt%). Acrónimos seguem os mesmos critérios apresentados na <b>Figura VI-1</b> . ....	114
<b>Figura VI-3:</b> Distribuição dos padrões de concentração normalizada de elementos tendencialmente imóveis relativamente ao Manto Primordial (PM), organizados de acordo com o número atómico crescente. Projecções em: (A) para as brechas metavulcânicas monomíticas da Região de Albenoa; (B) para as rochas metavulcânicas félsicas s.l (exclui as brechas) da região de Albenoa; (C) para as rochas metavulcânicas félsicas s.l. da região da Figueirinha; (D) para as rochas metavulcânicas félsicas s.l. da região do Roxo. Valores de normalização segundo Palme & O'Neill (2004). ....	117
<b>Figura VI-4:</b> Distribuição dos padrões de concentração normalizada de elementos tendencialmente imóveis relativamente ao Manto Primordial (PM), organizados de acordo com o número atómico crescente. Projecções respeitantes ao conjunto de rochas metavulcânicas que caracterizam a região do Roxo, às quais se adicionou a única amostra colhida na região de Albenoa (AVM27). Valores de normalização segundo Palme & O'Neill (2004). ....	118

- Figura VI-5:** Padrões de concentração normalizada em ETR (relativamente ao condrito C1) Projecções em: (A) para as brechas metavulcânicas monomícticas da Região de Albarnea; (B) para as rochas metavulcânicas félsicas s.l (exclui as brechas) da região de Albarnea; (C) para as rochas metavulcânicas félsicas s.l. da região da Figueirinha; (D) para as rochas metavulcânicas félsicas s.l. da região do Roxo. Valores de normalização segundo Palme & Jones (2004). ..... 121
- Figura VI-6:** Padrões de concentração normalizada em ETR (relativamente ao condrito C1). Projecções respeitantes ao conjunto de rochas metavulcânicas que caracterizam a região do Roxo, às quais se adicionou a única amostra colhida na região de Albarnea. .... 122
- Figura VI-7:** Representação gráfica dos índices de alteração definidos por Large et al. (2001), com os campos de alteração hidrotermal (a) e de alteração diagenética (b). ..... 124
- Figura VI-8:** Projecção dos índices AI vs. CCPI calculados para a totalidade das amostras que compõem os eixos vulcânicos de Ervidel-Roxo e Figueirinha-Albarnea. Acrónimos seguem os mesmos critérios apresentados na **Figura VI-2**. Os vectores de alteração representados correspondem aos vectores definidos por Large et al. (2001), nomeadamente, **1** – Ser; **2** – Ser-Chl-Py; **3** – Chl-Py-(Ser); **4** – Chl-Cb; **5** – Cb-Ser; **7** – Ab-Chl e **8** – Ab-Cal-Ep. .... 125
- Figura VI-9:** Diagramas de  $TiO_2-Al_2O_3$  (A),  $TiO_2-Zr$  (B) e  $Al_2O_3-Zr$  (C), para os eixos vulcânicos de Ervidel-Roxo e Figueirinha-Albarnea, representando  $\gamma_1$ ,  $\gamma_2$  e  $\lambda$  protólitos riolíticos, riocácíticos e dacíticos-“andesíticos”, respectivamente. Acrónimos seguem os mesmos critérios apresentados na **Figura VI-1** 127
- Figura VI-10:** Diagramas de identificação de percursos igneos distintos para os eixos vulcânicos de Ervidel-Roxo e de Figueirinha-Albarnea, com base nas projecções de  $Zr/TiO_2$  vs.  $Al_2O_3/TiO_2$  (A) e  $Zr/Al_2O_3$  vs.  $Al_2O_3/TiO_2$  (B). Acrónimos seguem os mesmos critérios apresentados na **Figura VI-1**. Estes diagramas são utilizados com o objectivo de remover os efeitos dos balanços de massa devidos aos processos de alteração (Barrett et al., 2008). ..... 129
- Figura VI-11:** Projecção do Nb, Y, Yb e La versus Zr – Gráficos (A) a (D) e das razões Y/Zr versus Nb/Zr e La/Zr versus Yb/Zr. Acrónimos seguem os mesmos critérios apresentados na **Figura VI-1**. .... 130
- Figura VI-12:** Distribuição dos conteúdos em  $TiO_2$  e  $Fe_2O_3(T)$  nas rochas metavulcânicas que compõem os eixos vulcânicos de Ervidel-Roxo e Figueirinha-Albarnea. Acrónimos seguem os mesmos critérios apresentados na **Figura VI-1**. .... 131
- Figura VI-13:** Variações nos conteúdos em  $TiO_2$  e  $Fe_2O_3(T)$  versus Sc e V nas rochas metavulcânicas que compõem os eixos vulcânicos de Ervidel-Roxo e de Figueirinha-Albarnea. Acrónimos seguem os mesmos critérios apresentados na **Figura VI-1**. .... 132

<b>Figura VI-14:</b> Distribuição dos valores das razões $Zr/TiO_2$ versus $Sc/V$ para as rochas metavulcânicas que compõem os eixos vulcânicos de Ervidel-Roxo e de Figueirinha-Albernoa. Acrónimos seguem os mesmos critérios apresentados na <b>Figura VI-1</b> .	132
<b>Figura VI-15:</b> Principais ganhos e perdas (valores médios) para as amostras dos conjuntos RF e RI (Roxo), considerando o $Al_2O_3$ como imóvel. Acrónimos de acordo com o estipulado na <b>Figura VI-2</b> .	141
<b>Figura VI-16:</b> Principais ganhos e perdas (valores médios) para as amostras dos conjuntos AF (Albernoa) e FF (Figueirinha), considerando o $Al_2O_3$ imóvel. Acrónimos de acordo com o estipulado na <b>Figura VI-2</b> .	142
<b>Figura VI-17:</b> Discriminação de afinidades magmáticas para as rochas metavulcânicas dos eixos vulcânicos de Ervidel-Roxo e de Figueirinha-Albernoa com base nos valores da razão $Zr/Y$ projectados contra as razões $Zr/TiO_2$ e $Sc/V$ . A separação de campos de afinidade toleítica, transicional e calco-alcalina de acordo com Barrett & MacLean (1994). Acrónimos seguem os mesmos critérios apresentados na <b>Figura VI-1</b> .	143
<b>Figura VI-18:</b> Diagrama de Wood (1980) com a classificação geotectónica das rochas metavulcânicas que compõem os eixos vulcânicos de Ervidel-Roxo. Os campos A, B, C e D correspondem, pela mesma ordem a: MORB-N, MORB-E e basaltos toleíticos de ambientes intra-placas, basaltos alcalinos de ambientes intra-placas e basaltos de arco vulcânico.	144
<b>Figura VI-19:</b> Projecção das rochas félsicas e intermédias que compõem os eixos vulcânicos de Ervidel-Roxo e de Figueirinha-Albernoa, proposta por Irvine & Baragar (1971), LeBas et al. (1986).	145
<b>Figura VI-20:</b> Projecção das rochas félsicas e intermédias que compõem os eixos vulcânicos de Ervidel-Roxo e de Figueirinha-Albernoa, proposta por Winchester & Floyd (1977).	146
<b>Figura VI-21:</b> Projecção das rochas félsicas $SiO_2 \geq 55\%$ que compõem os eixos vulcânicos de Ervidel-Roxo e de Figueirinha-Albernoa no diagrama discriminante $Zr$ vs. $(Nb/Zr)_N$ proposto por Thiebblemont & Téguy (1994), com normalização relativamente ao manto primordial. Campos definidos de acordo com o explicitado no texto acima.	147
<b>Figura VII-1:</b> Valores médios (e respectivos desvios padrão) dos resultados obtidos com base no geotermómetro TitaniZ em zircões constituintes das rochas vulcânicas félsicas amostradas nos eixos vulcânicos de Ervidel-Roxo e de Figueirinha-Albernoa (simbologia a preto) e comparação com as correspondentes medidas do TZrn (simbologia a cinzento).	157
<b>Figura VII-2:</b> (Página Seguinte) Projecção dos índices de alteração AI versus CCPI para o banco de dados do sector português da FPI, onde em (A) se apresenta a totalidade dos dados e de B a G a projecção	



repartida por áreas. Os vectores de alteração representados correspondem aos vectores definidos por Large et al. (2001), nomeadamente, 1 – Ser; 2 – Ser-Chl-Py; 3 – Chl-Py-(Ser); 4 – Chl-Cb; 5 – Cb-Ser; 7- Ab-Chl e 8 – Ab-Cal-Ep..... 161

**Figura VII-3:** (Página Anterior) Projecção dos índices de alteração  $Al_{traçp}$  versus  $Al_{maiores}$  para o banco de dados do sector português da FPI, onde em (A) se apresenta a totalidade dos dados e de B a G a projecção repartida por áreas. Os campos I, II e III representam diferentes evolventes aos percursos composicionais representados pelas setas. .... 164

**Figura VII-4:** (A) Projecção dos valores de T (Zrn, °C) obtidos com base no modelo de Boehnke et al. (2013) versus o parâmetro M para amostras de um conjunto de áreas seleccionado a partir da base de dados regional; (B) Projecção dos valores de T (Zrn, °C) obtidos com base no modelo de Boehnke et al. (2013) versus o parâmetro M considerando apenas os grandes depósitos de sulfuretos maciços polimetálicos. A área a sombreado pretende indicar os valores mais elevados de temperatura de saturação do zircão no melt; a elipse representa o conjunto de amostras de Neves Corvo e Rio Tinto com temperatura superior a 800 °C. .... 165

**Figura VII-5:** Projecção das razões Zr/TiO<sub>2</sub> versus T(Zrc, °C) para o conjunto de análises multi-elementares seleccionadas. A área a sombreado pretende indicar os valores mais elevados de temperatura de saturação do zircão no melt; a elipse representa o conjunto de amostras que dizem respeito á área do Cercal e o rectângulo representa essencialmente análises de Aljustrel, Neves Corvo e da região de Ervidel-Roxo, apresentando Rio Tinto os valores mais baixos da razão Zr/TiO<sub>2</sub> para o mesmo intervalo de temperatura. .... 165

**Figura VII-6:** Valores médios (e respectivos desvios padrão) e medianos, complementados com a amplitude de variação, i.e. valor máximo e mínimo (recta cinzenta “a tracejado”) dos resultados obtidos para o sector português da FPI. As abreviaturas no gráfico significam: Serra Branca (SB), Albernoa (Ab), Roxo (Rx), Entradas (En), Figueirinha (Fg), Aljustrel (Aj), Lagoa Salgada (LS), Neves Corvo (NC), Cercal (Cc), Lousal (Li) e regional (R). A linha “a tracejado” negro une os valores medianos com temperaturas superiores a 800°C e a linha “a pontado” liga os valores medianos para temperaturas inferiores a 800°C. .... 168

**Figura VII-7:** Valores médios (e respectivos desvios padrão) complementados com a amplitude de variação, i.e. valor máximo e mínimo (recta cinzenta “a tracejado”) dos resultados obtidos para o sector espanhol da FPI. As abreviações no gráfico significam: Rio Tinto (RT), Concepción (Cp), Cueva de la Mora (CM), Aguas Teñidas (AT), Aznalcòllar (Az), Paymogo (Pg), Valverde (Vv) e regional (R). A linha “a pontado” une os valores medianos para temperaturas inferiores a 800°C..... 169

**Figura C-1: A)** Projecção dos termos de composição ideal moscovite (Ms), fengite (Ph), leucofilita (Lc), siderofilita (Sidf) e flogopite/anite (Phl/Ann) no diagrama ternário  $R^{2+}$ -Al-Si e das análises de clorites ante-

deformação (AD) obtidas para amostras representativas dos eixos vulcânicos de Ervidel-Roxo e Figueirinha-Albernoa. e (B) Distribuição das análises obtidas pelos domínios de estabilidade térmica obtidos experimentalmente para o sistema  $K_2O - FeO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$ . Os acrónimos Mtx, Fenocx e Alt significam matriz, fenocristais (hidrólise de fenocristais de feldspato) e alteração (domínios de alteração), respectivamente. .... 210

**Figura C-2:** Projecção dos termos de composição ideal moscovite (Ms), fengite (Ph), leucofilita (Lc), siderofilita (Sidf) e flogopite/anite (Phl/Ann) no diagrama ternário  $R^{2+}-Al-Si$  e das análises de clorites pós-deformação (PD) obtidas para amostras representativas dos eixos vulcânicos de Ervidel-Roxo e Figueirinha-Albernoa. e (B) Distribuição das análises obtidas pelos domínios de estabilidade térmica obtidos experimentalmente para o sistema  $K_2O - FeO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$ . O acrónimo Aniso significa anisotropias; os restantes acrónimos estão de acordo com o que foi estipulado na **Figura C-1**. .... 211

**Figura C-3:** Projecção dos termos de composição ideal moscovite (Ms), fengite (Ph), leucofilita (Lc), siderofilita (Sidf) e flogopite/anite (Phl/Ann) no diagrama ternário  $R^{2+}-Al-Si$  e das análises de “clorites indefinidas” (Indef) obtidas para amostras representativas dos eixos vulcânicos de Ervidel-Roxo e Figueirinha-Albernoa. e (B) Distribuição das análises obtidas pelos domínios de estabilidade térmica obtidos experimentalmente para o sistema  $K_2O - FeO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$ . O acrónimo Repl significa substituição (da matriz e fenocristais de fases minerais primárias indiferenciadamente); os restantes acrónimos estão de acordo com o que foi estipulado na **Figura C-1** e **Figura C-2**. .... 212

**Figura D-1:** Diagrama classificativo dos óxidos e hidróxidos de Fe e Ti com base no sistema ternário  $FeO$  (wüstite),  $TiO_2$  (rútilo) e  $Fe_2O_3$  (hematite) (adaptado de Butler, 1992, 2004). Tomou-se como “ $Fe_2 +$ ” o valor da soma  $Fe_2 + + Mn$ . .... 213

**Figura F-1:** Distribuição dos padrões de concentração normalizada de elementos tendencialmente imóveis relativamente ao Manto Primordial (PM) [em cima] e à Crosta Continental (CC) [em baixo], organizados de acordo com o número atómico crescente. Projecções em: (A) e (B) para as brechas metavulcânicas monomícticas da Região de Albernoa; (C) e (D) para as rochas metavulcânicas félsicas s.l. (exclui as brechas) da região de Albernoa; (D) e (E) para as rochas metavulcânicas félsicas s.l. da região da Figueirinha. Valores de normalização segundo Palme & O'Neill (2004) [PM] e Rudnick & Gao (2004) [CC]. .... 216

**Figura F-2:** Distribuição dos padrões de concentração normalizada de elementos tendencialmente imóveis relativamente ao Manto Primordial (PM) [em cima] e à Crosta Continental (CC) [em baixo], organizados de acordo com o número atómico crescente. Projecções em: (A) e (B) para as rochas félsicas s.l. do eixo vulcânico de Ervidel-Roxo; (C) e (D) para as rochas intermédias dos eixos vulcânicos de Ervidel-Roxo e

Figueirinha-Albernoa. Valores de normalização segundo Palme & O'Neill (2004) [PM] e Rudnick & Gao (2004) [CC].....	217
--	-----

## Lista de Tabelas

<b>Tabela III-1:</b> Distribuição das amostras recolhidas em afloramentos-chave, organizadas por ano da campanha de amostragem e subsequentemente, por eixo vulcânico, com as respectivas coordenadas ETRS89. ....	18
<b>Tabela III-2:</b> Sondagens seleccionadas para re-logging e amostragem listadas por eixos vulcânicos, com a contabilização total de litótipos amostrados. ....	19
<b>Tabela III-3:</b> Compilação total de amostras colhidas nos eixos vulcânicos Ervidel-Roxo e Figueirinha-Albernoa para produção de taliscas e de pós para geoquímica multi-elementar de rocha total [litogeoquímica (Litogeoq.)]. As amostras assinaladas com (*) correspondem a duplicados, ao passo que as referências assinaladas com (**) correspondem a réplicas. ....	21
<b>Tabela III-4:</b> Totalidade dos elementos analisados e respectivos limites de detecção cuja determinação analítica foi requerida ao ActLabs. LOI = Perda ao rubro.....	25
<b>Tabela V-1:</b> Amplitude composicional (média, desvio padrão, mediana, valor máximo e mínimo) das albites inclusas nas rochas félsicas e intermédias que compõem os eixos vulcânicos de Ervidel-Roxo e Figueirinha-Albernoa.....	53
<b>Tabela V-2:</b> Amplitude composicional (média, desvio padrão, mediana, valor máximo e mínimo) dos feldspatos potássicos observados num conjunto restrito de amostras da região de Albernoa e do Roxo. ....	54
<b>Tabela V-3:</b> Amplitude composicional (média, desvio padrão, mediana, valor máximo e mínimo) para a totalidade das clorites ante-deformação analisadas n = 164. ....	65
<b>Tabela V-4:</b> Amplitude composicional (média, desvio padrão, mediana, valor máximo e mínimo) para a totalidade das clorites pós-deformação analisadas n = 213. ....	65
<b>Tabela V-5:</b> Amplitude composicional (média, desvio padrão, mediana, valor máximo e mínimo) para a totalidade das clorites analisadas cujo critério cronológico relativamente à deformação não foi possível estabelecer n = 75. ....	66
<b>Tabela V-6:</b> Amplitude de variação das temperaturas calculadas tendo por base os geotermómetros empírico e termodinâmico (média, desvio padrão, valor máximo e mínimo) para a totalidade das clorites analisadas fazendo uso da calibração apresentada por Jowett (1991) e do modelo de solução sólida proposto por Inoue e tal. (2009). ....	72
<b>Tabela V-7:</b> Síntese das amplitudes de variação [média, desvio padrão, mediana, máximo, mínimo, nível de confiança (95%) e n) para a razão $\#Mg \text{ MgFe}_2 + +Mg$ e para as temperaturas (T, °C) obtidas para os vários grupos texturais tendo por base os modelos de Jowett (1991) e Inoue et al. (2009). ....	73
<b>Tabela V-8:</b> Amplitude de variação das temperaturas de formação do zircão (presente em vários contextos texturais) calculadas com base no geotermómetro TitaniZ de acordo com a alteração ao modelo de Watson et al. (2006) proposta por Claiborne et al. (2007). Critérios de abreviação de acordo com o que foi definido previamente para a <b>Figura V-22</b> . ....	86

<b>Tabela V-9:</b> Amplitude de variação das temperaturas de formação da esfena, com base no geotermómetro ZirconS (Hayden et al., 2007), considerando os valores mínimos para $a\text{TiO}_2$ , isto é 0,71 e 0,60 para rochas félsicas e intermédias do Roxo, respectivamente; 0,94 para rochas vulcânicas da Figueirinha e 0,81 e 0,60 para rochas félsicas e intermédias de Albernoa. ....	93
<b>Tabela V-10:</b> Amplitude de variação das temperaturas de formação da esfena com base no geotermómetro ZirconS (Hayden et al., 2007), considerando os valores máximos para $a\text{TiO}_2$ , isto é 0,81 e 0,71 para rochas félsicas e intermédias do Roxo, respectivamente; 0,94 para rochas vulcânicas da Figueirinha e 0,94 e 0,73 para rochas félsicas e intermédias de Albernoa. ....	94
<b>Tabela V-11:</b> Amplitude composicional (média, desvio padrão, mediana, valor máximo e mínimo) para a totalidade de carbonatos analisados. ....	96
<b>Tabela V-12:</b> Amplitude composicional (média, desvio padrão, mediana, valor máximo e mínimo) para a totalidade das pirites analisadas $n = 34$ .....	101
<b>Tabela V-13:</b> Amplitude composicional (média, desvio padrão, mediana, valor máximo e mínimo) para a totalidade das calcopirites analisadas $n = 20$ . ....	102
<b>Tabela V-14:</b> Amplitude composicional (média, desvio padrão, mediana, valor máximo e mínimo) para a totalidade das esfalerites analisadas $n = 6$ . ....	102
<b>Tabela V-15:</b> Amplitude composicional (média, desvio padrão, mediana, valor máximo e mínimo) para a totalidade das pirrotites analisadas $n = 14$ . ....	103
<b>Tabela V-16:</b> Amplitude composicional (média, desvio padrão, mediana, valor máximo e mínimo) para a totalidade dos óxidos de Fe (e Ti) analisados. ....	104
<b>Tabela V-17:</b> Amplitude composicional (média, desvio padrão, mediana, valor máximo e mínimo) para a totalidade dos óxidos de Fe (e Ti) analisados. ....	106
<b>Tabela VI-1:</b> Razões entre ETR para os eixos vulcânicos de Ervidel-Roxo (Er-Rx) e de Figueirinha Albernoa (Fg-Ab), para os diversos litótipos definidos com base em petrografia. Razões $\text{Ce}/\text{Ce}^*$ e $\text{Eu}/\text{Eu}^*$ calculadas de acordo com o estipulado na subsecção VI.1. ....	122
<b>Tabela VI-2:</b> Balanços de massa globais para o conjunto de rochas vulcânicas félsicas (RF) do eixo vulcânico de Ervidel-Roxo. Os acrónimos P, MA e FA significam protólito, moderadamente alterado e fortemente alterado, respectivamente. ....	135
<b>Tabela VI-3:</b> Balanços de massa globais para o conjunto de rochas vulcânicas intermédias (RI) do eixo vulcânico de Ervidel-Roxo. Acrónimos de acordo com o estipulado na <b>Tabela VI-2</b> . ....	136
<b>Tabela VI-4:</b> Balanços de massa globais para o conjunto de rochas vulcânicas félsicas (AF) da região de Albernoa. Acrónimos de acordo com o estipulado na <b>Tabela VI-2</b> . ....	137
<b>Tabela VI-5:</b> Balanços de massa globais para o conjunto de rochas vulcânicas félsicas (FF) da região da Figueirinha. Acrónimos de acordo com o estipulado na <b>Tabela VI-2</b> . ....	139

<b>Tabela VII-1:</b> Valores de M e T (Zrn, °C) para o banco de dados regional (sector Português), aplicando a equação que descreve o modelo de solubilidade reportado em Boehnke et al. (2013). .....	166
<b>Tabela VII-2:</b> Valores de M e T (Zrn, °C) para o banco de dados regional (sector Português), aplicando a equação que descreve o modelo de solubilidade reportado em Boehnke et al. (2013) .....	167
<b>Tabela A-1:</b> Condições de leitura para os elementos químicos analisados no trabalho de química mineral. ....	195
<b>Tabela B-1:</b> Síntese da totalidade de lâminas polidas estudadas pertencentes <b>ao eixo vulcânico Figueirinha-Albernoa</b> , com a respectiva referência (REF.), posição no log de sondagem, coordenadas (Coord.) ETRS89 da sondagem ou afloramento-chave, classificação litológica, composicional e tipo de génese (vulcânica), intensidade de alteração geral, observações e ainda, se foi sujeita a química mineral e química de rocha total.....	200
<b>Tabela B-2:</b> Síntese da totalidade de lâminas polidas estudadas pertencentes <b>ao eixo vulcânico Ervidel-Roxo</b> , com a respectiva referência (REF.), posição no log de sondagem, coordenadas (Coord.) ETRS89 da sondagem ou afloramento-chave, classificação litológica, composicional e tipo de génese (vulcânica), intensidade de alteração geral, observações e ainda, se foi sujeita a química mineral e química de rocha total.....	206
<b>Tabela E-1:</b> Valores de Normalização Relativamente ao Manto Primitivo (PM) (in Palme & O'Neill, 2004). ....	214
<b>Tabela E-2:</b> Valores de Normalização Relativamente à Crosta Continental (CC) (in Rudnick & Gao, 2004). ....	214
<b>Tabela E-3:</b> Valores de Normalização Relativamente ao Condrito (C1) (in Palme & Jones, 2004). .....	215

*“Audaces fortuna iuvat”*

(Virgilio, Eneida X, 284)





---

---

# **CAPÍTULO I**

---



## I. INTRODUÇÃO

A Faixa Piritosa Ibérica (FPI) é uma das províncias metalogenéticas de sulfuretos maciços polimetálicos de referência mundial, incluindo mais de 88 depósitos (minas activas e desactivadas) de entre os quais se destacam Neves Corvo e Aljustrel (em Portugal) e Riotinto, Tharsis, La Zarza, Aznalcóllar, Sotiel e Massa Valverde (em Espanha), contendo 1700 a 2000 Mt de minérios (e.g. Sáez *et al.*, 1996, 1999; Leistel *et al.*, 1998; Tornos *et al.*, 2005; Tornos, 2006; Tornos e Heinrich, 2008). Tipicamente, um depósito da FPI possui em média 30,1 Mt de sulfuretos maciços com 0,85% de cobre (Cu), 1,13% de zinco (Zn), 0,53% de chumbo (Pb), 38,5 g/t de prata (Ag) e 0,8 g/t de ouro (Au) (Tornos *et al.*, 2005). São, assim, depósitos de elevada tonelagem, mas baixo teor, essencialmente piríticos, com conteúdos acessórios de esfalerite, calcopirite e galena. À semelhança de províncias metalogenéticas congêneres [e.g. Rouyn-Noranda e Val-d'Or (Superior Province), Canadá; Mount Read Belt, Tasmânia], as mineralizações na FPI, de idade Paleozóica (Devónico Superior e o Carbónico Inferior), encontram-se hospedadas numa sequência vulcano-sedimentar (e.g. Oliveira, 1990; Sáez *et al.*, 1996, 1999; Leistel *et al.*, 1998; Carvalho *et al.*, 1999). Afigura-se, portanto, crítico o desenvolvimento de critérios mineralógicos e geoquímicos passíveis de caracterizar aquelas sequências de forma a identificar as fácies preferencialmente associadas ao desenvolvimento de depósitos de sulfuretos maciços.

Os objectivos do presente trabalho recaem sobre as características das rochas vulcânicas que compõem a sequência vulcano-sedimentar dos eixos vulcânicos de Ervidel-Roxo e Figueirinha-Albernoa. A caracterização mineralógica, petrográfica e geoquímica destas sequências vulcânicas é crítica para a demarcação de potenciais alvos de prospecção mineral, como previamente referido. Estes eixos definem duas sequências vulcanogénicas alongadas com cerca de 7-8 km e 9-10 km<sup>1</sup> de extensão aflorante, respectivamente, segundo um rumo aproximado NW-SE e compreendem rochas vulcânicas de carácter félsico, intermédio e máfico como é, aliás, típico da FPI. O carácter bimodal do vulcanismo predomina no eixo vulcânico Ervidel-Roxo, sendo eminentemente félsico no eixo vulcânico Figueirinha-Albernoa. O eixo vulcânico Figueirinha-Albernoa, em particular o sector do antiforma de Albernoa, tem sido alvo de numerosas campanhas de prospecção mineral desde finais dos anos 60 até ao presente. As empresas (ou consórcios) responsáveis por estas campanhas apostaram sobretudo em levantamentos geológicos e geofísicos, em alguns casos complementados com estudos mais detalhados que incluem mineralogia e litogeoquímica multi-elementar, para além da geoquímica de solos. Ainda para o sector de Albernoa, são dignos de nota dois trabalhos, nomeadamente: Rosa *et al.* (2004) que empreendem uma abordagem exclusivamente geoquímica das rochas vulcânicas; Rosa (2007) que, no âmbito da sua tese de doutoramento, procede à caracterização sistemática das fácies vulcânicas e respectiva arquitectura, do ponto de vista da vulcanologia física. No que respeita ao eixo vulcânico Ervidel-Roxo, destaca-se a

---

<sup>1</sup> Extensão dos eixos vulcânicos estimada com base na Carta Geológica na escala 1/200 000 (Folha 8)

cartografia geológica levada a cabo pelo Serviço de Fomento Mineiro nos anos 60 do século XX e as campanhas de prospecção mineral realizadas quer pela Riofinex nos anos 80, quer pelo Consórcio Faixa Piritosa (1990-1994). Contudo, o estado do conhecimento no que refere às fácies vulcânicas compõem este eixo vulcânico é deficiente, em particular, no que respeita à sua caracterização mineralógica e geoquímica e, consequentemente, no que refere aos mecanismos geradores de magmas que levaram à sua formação. Com efeito, o grau de contaminação crustal, temperatura de fusão parcial e os percursos de diferenciação magmática, podem condicionar, como um todo, ainda que indirectamente, os processos que levam à geração de sulfuretos maciços polimetálicos na FPI. Além disso, importa caracterizar as transformações mineralógicas e geoquímicas secundárias, diferenciando tanto quanto possível os efeitos imputáveis a processos de metassomatismo oceânico, dos que se relacionam com os halos de alteração hidrotermal correlativos da génese dos sulfuretos maciços, posteriormente modificados pela acomodação heterogénea da deformação, recristalização metamórfica e actividade hidrotermal pós-pico metamórfico desencadeada durante e após a orogénese Varisca.

As actividades empreendidas durante a realização do presente estudo envolveram: (i) a revisão da literatura e compilação dos dados disponíveis, (ii) cartografia geológica de detalhe e *re-logging* de sondagens, (iii) amostragem e processamento laboratorial, (iv) petrografia, (v) química mineral em fases primárias e secundárias críticas (vi) litogeoquímica multielementar, (vii) aplicação de geotermómetros baseados na saturação de fases acessórias em *melts* siliciosos e nos conteúdos em elementos traço apresentados por fases minerais comuns em rochas ígneas, (viii) aplicação de geotermómetros fundamentados na variabilidade composicional da clorite e (ix) interpretação global dos resultados e estabelecimento de quadros comparativos com dados congéneres obtidos para outras sequências vulcânicas da FPI. Todas estas actividades foram desenvolvidas no âmbito de um projecto de cooperação técnico-científica estabelecida entre a EPOS - Empresa Portuguesa de Obras Subterrâneas S.A. (EPOS) e a Fundação da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa (FFCUL), entre Fevereiro de 2013 e Janeiro de 2015, subordinada ao “*Contrato de prestação de serviços de acompanhamento a trabalhos de prospecção e pesquisa mineral na área de Albernoa*”.

---

---

## CAPÍTULO II

---

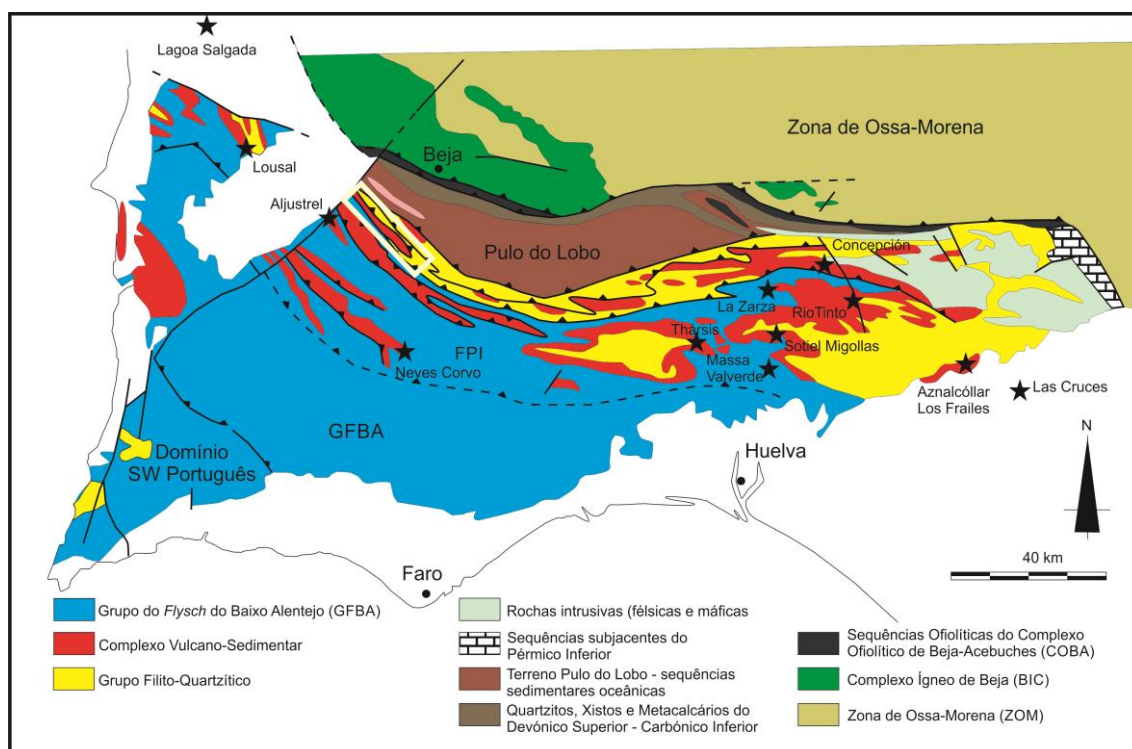


## II. ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO

O Orógeno Varisco Europeu, representado na Península Ibérica pelo Maciço Ibérico, é aqui caracterizado por cinco domínios tectono-estratigráficos que, de N para S, incluem: (i) Zona Cantábrica no extremo N-NE, (ii) Zona Astúrico-Leonesa Oeste, (iii) Zona Centro-Ibérica, (iv) Zona de Ossa-Morena e (v) Zona Sul Portuguesa (ZSP) no extremo S-SW [e.g. Lotze, 1945; Julivert *et al.* 1974 in Ribeiro *et al.*, 1990; Silva e Pereira, 2004]]. A ZSP encontra-se separada do Maciço Ibérico por uma zona de sutura assinalada pelos terrenos exóticos constituintes do Complexo Ofolítico de Beja-Acebuches (COBA) e do Terreno Pulo do Lobo (representando um prisma acrecionário) [Munhá *et al.*, 1986; Ribeiro *et al.*, 1990; Eden, 1991; Quesada, 1991, 1992; Quesada *et al.*, 1994]. Esta sutura corresponde à zona de subducção associada ao fecho do Oceano *Rheic* sob regime transpressivo esquerdo que acabou por ditar a acreção do Terreno Sul Português (ou ZSP) ao Maciço Ibérico (representado pela Zona de Ossa Morena, ZOM), durante as primeiras fases da Orogenia Varisca (Ribeiro *et al.*, 1990; Silva *et al.*, 1990; Quesada *et al.*, 1994). Como consequência desta subducção oblíqua geram-se condições para a abertura transtensiva de bacias intra-continetais nas margens continentais adelgaçadas da ZSP (Silva *et al.*, 1990; Quesada, 1998; Tornos *et al.*, 2002; Jesus *et al.*, 2007), palco de considerável actividade magmática precedendo a colisão continental (Munhá, 1983; Mitjavila *et al.*, 1997).

Na Zona Sul Portuguesa, a acomodação da deformação desencadeada pela colisão continental (Orogenia Varisca) conduz ao desenvolvimento de dobramentos e de estruturas de tipo pelicular (*"thin skinned"*), vergentes para SW, cuja intensidade aumenta no sentido de NE (Ribeiro *et al.*, 1983; Silva *et al.*, 1990). Este padrão de deformação desenvolve-se acima de um descolamento basal médio-crustal (Silva, 1989; Silva *et al.*, 1990; Quesada 1996, 1998) e envolve transporte tectónico de alguns a dezenas de quilómetros (Castroviejo *et al.*, 2011). As fases tardi- a pós-Varicas na ZSP caracterizam-se pela prevalência de um regime tectónico distensivo do tipo *"strike-slip"* (Arthaud & Matte, 1977), responsável pela formação de diferentes sistemas com orientação E-W e maior intensidade de deformação ao longo da fronteira ZSP-ZOM (Simancas, 1983; Crespo & Orozco, 1988 in Sáez & Almodóvar, 1993); NNE-SSW e NW-SE. De salientar ainda o possível controlo estrutural exercido por algumas destas estruturas (as mais precoces) na instalação de rochas magmáticas bimodais ao longo do domínio NE da FPI (Simancas, 1983; de la Rosa, 1992 in Sáez & Almodóvar, 1993).

No que respeita ao metamorfismo, distinguem-se quatro zonas de relativo baixo grau, subparalelas à zona de sutura Varisca do SW Ibérico, cujo incremento se processa de SW para NE, à semelhança da deformação, desde a fácies zeolítica no extremo sul (Zona 1), passando pela fácies da Prenite-Pumpleíte e dos Xistos Verdes na FPI (Zona 2 e 3), até à fácies dos xistos verdes alta na Formação do Pulo do Lobo (Zona 4) (e.g. Munhá, 1983; 1990).



**Figura II-1:** Representação esquemática das principais unidades estruturais e tectonoestratigráficas do SW Ibérico e localização dos principais depósitos de sulfuretos maciços da Faixa Piritosa Ibérica (modificado após Quesada, 1991). A área assinalada com rectângulo branco corresponde à porção de CVS dos eixos vulcânicos de Ervidel-Roxo e de Figueirinha-Albernoa.

De acordo com alguns autores (Oliveira, 1990; Oliveira *et al.*, 2006; 2013), a FPI constitui um dos cinco domínios tectonoestratigráficos da Zona Sul Portuguesa (ZSP), a par com o Complexo Ofolítico de Beja-Acebuches, Antiforma do Pulo do Lobo, Grupo do *Flysch* do Baixo Alentejo (GFBA) e Sector Sudoeste Português, situando-se, portanto, no domínio central da mesma, marginada a norte pela sequência metassedimentar do Pulo do Lobo e a sul pelo GFBA [Figura II-1]. A FPI possui cerca de 250 km de extensão por 25-70 km de largura e compreende rochas de idade compreendida entre o Devónico Superior e o Carbónico Médio, capeadas localmente por formações detríticas do Cenozóico (Leistel *et al.*, 1998). Ainda segundo Oliveira (1990), a FPI subdivide-se em dois ramos principais, um ramo sul para autóctone, onde a sucessão estratigráfica normal se mantém, em termos gerais, e um ramo norte alóctone, onde a sequência normal aparece sistematicamente sobreposta por escamas tectónicas. Ainda assim, a sucessão litoestratigráfica da FPI é relativamente simples e caracterizada por três unidades principais tendo em conta a natureza das sequências sedimentares e a presença ou ausência de rochas vulcânicas e alteração hidrotermal sobreimposta (e.g. Strauss, 1970; Schermerhorn, 1971) que, da base para o topo, compreendem: (i) o Grupo Filito-Quartzítico (GFQ), (ii) o Complexo Vulcano-Sedimentar (CVS) e (iii) o Grupo do *Flysch* do Baixo Alentejo (GFBA).

O GFQ corresponde a uma sucessão siliciclástica (maioritariamente constituída por filitos, quartzitos e metaconglomerados) depositada em ambiente de águas pouco profundas, possivelmente correspondente



a um mar epicontinental (Oliveira, 1990). O topo da sequência é marcado, em alguns domínios, por carbonatos com conodontes, que indicam o topo da unidade e idade Fameniana [Devónico Superior] (Boogaard e Schermerhorn, 1981). É de notar que a idade da base permanece desconhecida e que a transição para a unidade subsequente (CVS) é, muitas vezes, gradual, podendo inclusivamente ser acompanhada por registo de alguma actividade vulcânica (e.g. Silva, 1990).

O CVS é composto aproximadamente por 25% de rochas vulcânicas e 75% de rochas sedimentares (Tornos, 2006). As rochas vulcânicas desenvolvem sequências de espessura e constituição diversa (de natureza félsica a máfica) intercaladas com pelitos (por vezes siltitos/arenitos) e rochas quimiogénicas, com idades compreendidas entre o Fameniano Superior e a Viseano Superior baixo (Oliveira, 1990). Boogard (1967) [in Tornos, 2006] definiu para a região do Pomarão e na zona W da estrutura de Puebla de Guzman três ciclos vulcânicos félsicos, separados por dois de carácter máfico, modelo este subsequentemente extrapolado por vários autores para toda a FPI (e.g. Barriga, 1990; Oliveira, 1990; Sáez *et al.*, 1996; Leistel *et al.*, 1998; Carvalho *et al.*, 1999). No entanto, estudos regionais detalhados mais recentes mostram que esta extrapolação é abusiva, na medida em que as sequências vulcânicas são fortemente heterogéneas, podendo mudar drasticamente em escassas centenas de metros (Tornos, 2006).

O CVS encontra-se exposto ao longo de áreas alongadas e descontínuas, alinhadas paralelamente às principais estruturas Variscas, possuindo, a nível regional, uma espessura variável entre 0 a 1300 m, com características distintas a norte e a sul (Tornos, 2006), reconhecidas por diversos autores (Strauss, 1970; Routhier *et al.*, 1980; Oliveira, 1990; Quesada, 1996; Leistel *et al.*, 1998; Sáez *et al.*, 1999). O domínio sul é caracterizado por abundantes metassedimentos siliciclásticos depositados em ambiente pouco profundo com influência continental, ao passo que o domínio norte exhibe sequências vulcânicas espessas com metassedimentos subordinados (Quesada, 1996). Em contrapartida, a transição entre os domínios anteriores é caracterizada por sedimentos vulcanoclásticos interpretados como resultado da deposição em condições subaéreas em domínio topograficamente mais elevado (Tornos, 2006).

A FPI é caracterizada por vulcanismo bimodal, com clara predominância de termos félsicos, nomeadamente dacitos e riólitos sobre os termos máficos (e.g. Thiéblemont *et al.*, 1998; Tornos, 2006). No que respeita às rochas máficas maciças, registam-se diques basálticos ou pequenos filões, bem como domínios locais pouco extensos de escoadas lávicas, por vezes com texturas em almofada (e.g. Munhá, 1983; Almodóvar *et al.*, 1998); algumas áreas são caracterizadas, adicionalmente, pela ocorrência de andesitos coerentes (Tornos, 2006), derivados de magmas toleíticos basálticos por cristalização fracionada (Munhá, 1983). Segundo Mitjavila *et al.* (1997) e Thiéblemont *et al.* (1998) as rochas máficas possuem composição alcalina e toleítica continental, ao passo que as félsicas têm afinidades calco-alcalinas com conteúdos baixos em Al e elevado em Nb no caso dos riólitos e, elevados em Al e Nb no caso dos dacitos. As datações geocronológicas de U/Pb efectuadas em zircões das rochas vulcânicas (Barrie *et al.*, 2002; Rosa *et al.*, 2009) e de isótopos de Pb/Pb, Re/Os, Rb/Sr e Re/Os em minérios (Marcoux, 1998; Mathur *et al.*, 1999;

Relvas *et al.*, 2001; Munhá *et al.*, 2005) apontam para uma idade próxima dos 350 Ma (Fameniano Superior a Viseano Superior).

Tipicamente intercalados no CVS ocorrem jaspes e chertes em vários níveis estratigráficos, descritos como predominantemente de origem exalativa-hidrotermal (*e.g.* Barriga & Oliveira, 1986; Leistel *et al.*, 1998; Jorge, 2000) e formados como resultado de actividade hidrotermal difusa de baixa temperatura durante as etapas iniciais ou finais da actividade hidrotermal responsável pela formação de sulfuretos maciços (Barriga & Oliveira, 1986; Leistel *et al.*, 1998).

O topo do CVS inclui tipicamente níveis de xistos borra de vinho quase sempre associados a metatufitos e xistos siliciosos esverdeados; localmente alguns destes níveis podem assinalar o estabelecimento de ambientes oxidados a topo das rochas vulcânicas (Oliveira *et al.*, 1990).

De salientar que, em adição às zonas metamórficas previamente referidas para a ZSP, se reconhece igualmente uma alteração pré-orogénica nas unidades vulcânicas da FPI, atribuída à interação sin-deposicional daquelas com a água do mar (*e.g.* Munhá & Kerrich, 1980; Barriga & Kerrich, 1984; Munhá *et al.*, 1986; Munhá, 1990) e/ou a sistemas hidrotermais correlativos da génese de sulfuretos maciços (Strauss *et al.*, 1977; Barriga & Carvalho, 1983). Esta alteração é responsável por uma extensa troca de elementos alcalinos, hidratação, oxidação e alteração carbonatada das litologias (Munhá & Kerrich, 1980).

O Complexo Vulcano Sedimentar é sobreposto pelo GFBA (Culm) que corresponde a uma sucessão de sedimentos turbidíticos profundos, cuja espessura pode atingir os 5 km, sendo subdividido em três unidades litoestratigráficas, nomeadamente, as Formações de Mértola, Mira e Brejeira (Oliveira *et al.*, 1979; Oliveira, 1983). O GFBA é caracterizado pela ocorrência de metagrauvaques, quartzitos impuros, metaquartzovaques, xistos argilosos e metassiltitos, bem como níveis metaconglomeráticos. Nas sequências basais (Mértola) os metagrauvaques apresentam frequentemente clastos de natureza pelítica arrancados ao substrato, mas também fragmentos de vulcanitos félsicos e máficos, quartzo vulcânico, cherte, quartzito e xistos com clivagem, sugerindo proveniência da FPI e em menor parte também da ZOM (Oliveira, 1990; Oliveira *et al.*, 2006; 2013). Este grupo é interpretado como resultado de deposição em bacia de *foreland* durante o Viseano Superior-Vastefaliano Inferior (Oliveira, 1990). Por fim, é importante referir que a deformação e metamorfismo regional na FPI remontam à fase Asturiana da Orogenia Varisca (Viseano Superior a Vastefaliano-D), reconhecendo-se três fases de deformação; deve-se à primeira, D1, a génese das estruturas regionais sob condições metamórficas de baixo grau, cuja configuração foi pouco alterada no decurso das fases subsequentes D2 e D3 (Sáez & Almodóvar, 1993).

## **II.1. Os Eixos Vulcânicos de Ervidel-Roxo e Figueirinha Albernoa**

Os eixos vulcânicos de Ervidel-Roxo e Figueirinha Albernoa fazem parte do alinhamento CVS constituinte do extremo norte da FPI, que inclui a região de S. Domingos e Serra Branca. Nesta região o CVS autóctone,

segundo a interpretação vigente, é sobreposto por mantos de carreamento compostos por xistos e quartzitos atribuíveis ao GFQ. Posto isto, e tendo em consideração as colunas litoestratigráficas de referência, o antiforma de Albernoa é caracterizado, na sua base por xistos e quartzitos atribuídos ao GFQ com base em microsporos mal preservados (biozona *VH*) do Fameniano Superior, sobrepostos por uma sequência CVS com cerca de 650m encimada por metajaspes e xistos borra de vinho (XBV), metassedimentos vulcanoclásticos finos e xistos negros e, por último, xistos escuros com microsporos da (biozona *Pu*) do Viseano Inferior (Oliveira *et al.*, 2006; 2013). É ainda reconhecido um segundo nível de XBV sobre o qual se dispõem metassedimentos vulcanoclásticos finos e xistos do Viseano superior médio (biozona *NM*) que, de modo gradual, transitam para uma sequência de xistos e metagrauvaques finamente estratificados (a topo). De acordo com Oliveira *et al.* (2006, 2013), esta sequência CVS, à semelhança de S. Domingos e da Serra Branca, é carregada por um conjunto metassedimentar atribuível ao GFQ, dominado por xistos, contendo ocasionais intercalações de metassiltitos/quartzitos. Esta interpretação não está, contudo, isenta de ambiguidade; com efeito, a cartografia do Serviço de Fomento Mineiro (SFM) dos anos 60 do século XX põe em evidência um conjunto metassedimentar, designado SN, passível de ser confundido com a unidade GFQ. De forma equivalente, Mateus *et al.* (2014, 2015) defendem que a unidade SN pode ser dividida em dois grandes grupos litológicos, referidos como “SN-XQ” e “SN-XV”, o primeiro posicionado a muro das sucessões do CVS e o segundo a topo do CVS ou ocupando posições laterais ao mesmo. O “SN-XQ” deverá corresponder, assim, a um equivalente lateral do GFQ, com o qual manifesta fortes afinidades, caracterizado por um conjunto metassedimentar que contempla xistos e metassiltitos, com intercalações de níveis quartzíticos não muito espessos e frequentemente impuros, com indícios de actividade vulcânica, que em algumas regiões se revelam importantes. O conjunto metassedimentar “SN-XV” possui rochas fundamentalmente metapelíticas e metassiltíticas, com indícios distais de vulcanismo (metatufitos), aflorando em torno das manchas de CVS e em toda a faixa que limita a sul a Formação do Gafo<sup>2</sup> (Mateus *et al.*, 2014; 2015).

Na região de Albernoa, a distribuição das fácies metavulcânicas permite colocar em evidência três subunidades, das quais, apenas a primeira e a terceira possuem expressão cartográfica (Mateus *et al.*, 2014; 2015). Da base para o topo distinguem-se: (i) Subunidade V1, caracterizada essencialmente por conter escoadas lávicas e brechas metavulcânicas resultantes da sua fragmentação; (ii) Subunidade V2 contendo tipicamente rochas metavulcanoclásticas proximais, de coloração verde, com escoadas lávicas subordinadas e, (iii) Subunidade V3 que abarca um conjunto relativamente espesso de brechas metavulcânicas, escoadas lávicas e metavulcanoclásticas de tonalidades roxas, ocasionalmente vermelhas, bem como xistos borra de vinho e metajaspes (Mateus *et al.*, 2015).

As brechas metavulcânicas ocupam parte substancial do anticlinal de Albernoa, numa extensão compreendida, grosso modo, entre as Ribeiras de Terres e Cobres (ca. 9-10 km). Na Ribeira de Terres,

---

<sup>2</sup> Formação de idade Fameniana pertencente ao Grupo do Chança (Antiforma do Pulo do Lobo)

onde as formações “brechóides” possuem melhor exposição e preservação das características texturais, é possível apreciar o carácter de auto-brechificado das escoadas lávicas de natureza félsica, com geração de “pseudoclastos” fortemente heterométricos, posteriormente afectados por processos que provocaram fenómenos de reajuste composicional e/ou digestão de intensidade variável. Este processo tende a diminuir a angulosidade dos clastos, dando a falsa impressão, em alguns locais, de se tratarem de bombas vulcânicas, dificilmente conciliáveis com a natureza submarina do vulcanismo. Efectivamente, uma análise cuidada de alguns afloramentos chave revela ser possível reconstruir a matriz rochosa original por aproximação progressiva dos clastos. O processo de digestão destas rochas pode ser observado no terreno nos vários estádios de progressão, desde “pseudoclastos” com fronteiras bem definidas e angulosas, a clastos homogeneizados com a “matriz” envolvente, sendo possível distinguir por vezes o fantasma do “clasto original”. Na Herdade da Malhadinha de Torres e na Ribeira de Cobres, também é possível encontrar uma importante mancha de brechas metavulcânicas; contudo, os afloramentos são menos interessantes, quer devido ao facto dos “pseudoclastos” se encontrarem num estágio mais avançado de digestão, comparativamente a Terres, quer em consequência da menor exposição de afloramentos (Mateus *et al.*, 2015).

As fácies brechóides passam gradualmente a pequenos corpos lávicos competentes (não brechificados), mineralogicamente muito semelhantes às brechas, isto é, compostos por fenocristais de quartzo hialino e feldspato subordinado, com matriz sericítica e epidotítica (composições riolíticas) ou feldspatos (plagioclase) e quartzo subordinado no seio de uma matriz cloritica e epidotítica (composições riolíticas). Estas fácies possuem por vezes margens de arrefecimento com espessuras inferiores a 5 cm e coloração verde, exclusivamente formadas por sílica micro a microcristalina, facilmente confundíveis com níveis cherticos. Estes corpos lávicos representam, muito possivelmente, o núcleo não brechificado das escoadas principais ou, eventualmente, as condutas de alimentação dessas mesmas escoadas, indiciando proximidade ao centro eruptivo, dada o alto grau de viscosidade que caracteriza este tipo de lavas e em particular em meio aquático (Mateus *et al.*, 2015).

A topo desta sequência de produtos lávicos observam-se tipicamente fácies metavulcanoclásticas de granularidade variável e coloração esverdeada, denunciando proximidade aos centro eruptivos, sendo possível distinguir metatufos *clast-supported* (aglomerados vulcanoclásticos) e metatufos *matrix-supported*. De um modo geral, estas fácies contêm porfiroclastos de quartzo e feldspato, imersos numa matriz rica em filossilicatos (sericite, clorite) e mais raramente epidoto; os termos ricos em matriz desenvolvem frequentemente foliação (localmente xistosidade), devido ao comportamento mecânico mais macio induzido pelo conteúdo em filossilicatos e, por isso, capaz de maior acomodação da deformação (Mateus *et al.*, 2015).

As fácies metavulcânicas que representam o topo do CVS possuem características mineralógicas e texturais muito semelhantes às que foram descritas para as fácies representantes das Subunidades V1 e V2, possuindo contudo uma matriz de coloração violácea (roxa ou avermelhada), denunciando intensa

disseminação de (hidr)óxidos de Fe (e eventualmente Mn). De salientar também a ocorrência de fácies recortadas por veios cujos preenchimentos se assemelham texturalmente a metajaspes (Mateus *et al.*, 2015). Não menos importante é a ocorrência de pequenos corpos de rochas de natureza intermédia, de granularidade muito fina, maciças, de coloração verde escura, ricas em epidoto, clorite e carbonatos, com disseminações de uma fase mineral negra que poderá corresponder a um mineral da família das anfíbolas (Mateus *et al.*, 2015).

Na região da Figueirinha, a actividade agrícola intensa assim como a extensa cobertura Cenozóica impede a observação *in situ* das litologias constituintes do substrato geológico. O *re-logging* de algumas das sondagens realizadas pela Riofinex permitiu, contudo, verificar que as rochas metavulcânicas desta região não diferem substancialmente das que foram anteriormente descritas para Albernoa, observando-se termos lávicos, localmente brechas metavulcânicas e metavulcanoclásticas (*matrix-supported*).

O eixo vulcânico Ervidel-Roxo distingue-se do anterior pelo acentuado carácter bimodal, marcado pela ocorrência de rochas félsicas (riólitos, riodacitos e dacitos) e fácies intermédias (“andesitos”), com clara predominância das primeiras. As rochas intermédias exibem tipicamente matriz fina e encontram-se fortemente espilitizadas (clorite + epidoto  $\pm$  carbonato). Os domínios de maior cloritização, e consequentemente, com maior desenvolvimento de foliação, deverão constituir domínios marginais de uma escoada lávica ou, alternativamente, margens de filões camada no seio da sequência vulcânica lávica. Ao longo da Ribeira do Roxo observa-se a transição desta fácies de natureza intermédia a uma tipologia de rochas metavulcânicas semelhante às anteriores em termos texturais, mas diferindo das mesmas por um incremento gradual de sílica em direcção a WSW. Estas rochas passam progressivamente a rochas félsicas (a WSW), localmente intercaladas com metavulcanoclásticas (metatufos *matrix-supported*), foliadas e, em regra, sericitizadas, exibindo por vezes cristais de clorite com características de desenvolvimento ante-pico metamórfico.

Exceptuando um número reduzido de afloramentos mal preservados e com forte transposição da textura original, a exposição das rochas intermédias está confinada ao bordo sul da mancha de CVS de Ervidel-Roxo. De acordo com Mateus *et al.* (2015), a mancha aflorante de rochas félsicas que caracteriza o eixo vulcânico Ervidel-Roxo é de natureza essencialmente riolítica a riodacítica, dominada por escoadas lávicas, apresentando em muitos locais padrões de diaclasamento remanescentes da disjunção prismática, denunciando o seu carácter extrusivo ou intrusivo muito superficial. Localmente observam-se intercalações de domínios metavulcanoclásticos (essencialmente aglomerados vulcanoclásticos, i.e., metatufos *clast-supported*). Regra geral, as rochas lávicas possuem granularidade fina a intermédia, com abundantes cristais de quartzo e feldspato (variável conforme se tratem de exemplares mais riolíticos ou mais riodacíticos), dispersos numa matriz afanítica de coloração verde, denunciando sericitização e/ou cloritização. Os metatufos aglomerados possuem características mineralógicas semelhantes às descritas anteriormente, denunciando portanto, forte afinidade com os termos lávicos; os termos

metavulcanoclásticos ricos em matriz (metatufos *matrix-supported*) encontram-se subordinados relativamente às restantes rochas, apresentando em regra, uma foliação bem marcada, resultado de forte acomodação da deformação em detrimento de uma matriz rica em filossilicatos [sericite e/ou clorite (menos abundante)]. É de salientar ainda a ocorrência de domínios de rochas com características imputáveis à alteração hidrotermal, nomeadamente, sericitização forte a pervasiva e menos frequentemente, cloritização, acompanhadas pela deposição de pirite, cujos cristais atingem em muitos casos dimensões próximas dos 5-10mm. Não menos importante é o facto de na proximidade de metajaspes, estas rochas félsicas (lavas e vulcanoclásticas) adquirirem uma coloração roxa e se apresentarem localmente recortadas por veios e filonetes preenchidos por um material textualmente semelhante a metajaspe, à semelhança do que se observa no eixo vulcânico Figueirinha-Albernoa (Mateus *et al.*, 2015).

---

---

## CAPÍTULO III

---





### III. METODOLOGIAS

Considerando os objectivos explicitados no capítulo introdutório (Capítulo I) pretende-se nesta secção dar a conhecer as metodologias utilizadas, bem como o propósito de cada uma delas.

#### III.1. Cartografia Geológica e amostragem

A cartografia geológica de detalhe que incidiu sobre os eixos vulcânicos Ervidel-Roxo e Figueirinha-Albernoa desenrolou-se durante o período compreendido entre Março de 2014 e 31 de Julho de 2014, no âmbito do “Projecto Albernoa”. A cartografia do CVS dos eixos vulcânicos foi efectuada sobre uma base de fotografia aérea (ortofotomapas) na escala 1:10000, com o intuito de verificar a disposição espacial das várias fácies metavulcânicas que compõem o CVS e, sempre que possível, a distinção de unidades litoestratigráficas intra-CVS. O resultado da campanha de cartografia pode ser consultado em Mateus *et al.* (2015).

É importante referir que no ano de execução do projecto se tinha já efectuado uma campanha de reconhecimento geológico, cujo mapa geológico à escala 1/50000 consta em Mateus *et al.* (2014). Esta campanha inicial serviu de base a um plano de amostragem (Maio 2013) visando (i) a construção de um banco de dados mineralógicos e geoquímicos para o CVS, (ii) a análise petrográfica e mineralógica das diferentes fácies constituintes deste complexo, dando especial atenção a exemplares potencialmente afectados por alteração hidrotermal; (iii) caracterização químio-estratigráfica e comparação com dados de natureza regional; e (iv) estudo do comportamento de elementos químicos potencialmente traçadores de sistemas mineralizantes e fases minerais críticas (filossilicatos, em particular). A amostragem de 2014, realizada entre 3 e 5 de Setembro, procurou complementar o plano anterior, dando particular ênfase não só a fácies não suficientemente representadas no banco de dados de 2013, mas também a fácies colocadas em evidência durante os levantamentos geológicos de detalhe, *e.g.*, as fácies pertencentes à Subunidade V3 e fácies metavulcânicas intermédias na região de Albernoa. De salientar ainda a recolha de três exemplares de brechas metavulcânicas registando diferentes estádios de digestão dos “pseudoclastos” com o intuito de caracterizar a evolução do seu processo de reajuste composicional, bem como termos lávicos para estabelecimento de comparações com os anteriores. No caso do eixo vulcânico de Ervidel-Roxo, uma vez que havia subamostragem das fácies intermédias optou-se por lhes dar prioridade, recolhendo igualmente exemplares de termos vulcânicos de coloração roxa, para além de termos lávicos recortados por veios cujos preenchimentos se assemelham texturalmente a metajaspe e termos lávicos sem qualquer tipo de veios (ou filonetes). De salientar ainda a colheita de quatro exemplares hidrotermalmente modificados de forma a caracterizar os processos de alteração que os tipificam, bem como para proceder à caracterização geoquímica das fases minerais de alteração, *e.g.*, clorite e sericite. A

**Tabela III-1** lista a totalidade de amostras recolhidas em afloramentos-chave nas duas campanhas de amostragem de campo.

**Tabela III-1:** Distribuição das amostras recolhidas em afloramentos-chave, organizadas por ano da campanha de amostragem e subsequentemente, por eixo vulcânico, com as respectivas coordenadas ETRS89.

	REF. Amostra	Eixo Vulcânico	Coord. M (ETRS89)	Coord. P (ETRS89)		REF. Amostra	Eixo Vulcânico	Coord. M (ETRS89)	Coord. P (ETRS89)
Amostragem 2013	VC1	Ervidel-Roxo	6895.368	-194451.956	Amostragem 2014	AL18	Figueirinha-Albernoa	17484.162	-205517.255
	VC5	Ervidel-Roxo	7745.169	-194573.515		AL25	Figueirinha-Albernoa	14851.298	-203012.369
	VC6	Ervidel-Roxo	7745.169	-194573.515		AVC16	Figueirinha-Albernoa	18277.276	-207369.402
	VC25	Ervidel-Roxo	4501.64	-193536.048		AVC2	Figueirinha-Albernoa	19169.492	-207727.801
	VC9	Ervidel-Roxo	1985.969	-198632.029		AVC31	Figueirinha-Albernoa	13847.143	-201741.381
	VM4	Ervidel-Roxo	7539.84	-194653.727		AVC34	Figueirinha-Albernoa	14169.495	-201689.297
	VM26	Ervidel-Roxo	4383.084	-193795.109		AVC9	Figueirinha-Albernoa	17415.835	-207210.328
	VC74	Figueirinha-Albernoa	13761.953	-201646.357		AVM27	Figueirinha-Albernoa	14084.467	-202572.644
	VC85	Figueirinha-Albernoa	17717.389	-205484.082		RB48	Ervidel-Roxo	6396.084	-193003.868
	VM87	Figueirinha-Albernoa	18052.391	-205669.157		RB50	Ervidel-Roxo	4987.02	-191913.121
	VF79	Figueirinha-Albernoa	18206.766	-200666.722		Rch155	Ervidel-Roxo	5752.003	-193542.94
	VC66	Figueirinha-Albernoa	22622.296	-206282.769		Rch160	Ervidel-Roxo	3790.461	-193138.277
	VC69	Figueirinha-Albernoa	20773.193	-206763.922		RCh166	Ervidel-Roxo	3790.461	-193138.277
	VC75	Figueirinha-Albernoa	15160.039	-202243.738		RL37	Ervidel-Roxo	7287.924	-195420.452
	VC76	Figueirinha-Albernoa	18262.6	-200254.252		RL44	Ervidel-Roxo	7517.459	-194053.942
	VC81	Figueirinha-Albernoa	18633.392	-204281.432		RL61	Ervidel-Roxo	3805.277	-193140.782
	VC82	Figueirinha-Albernoa	18363.194	-204357.955		RPM62	Ervidel-Roxo	4039.169	-193065.111
	VC90	Figueirinha-Albernoa	17179.061	-206462.527		RPM65	Ervidel-Roxo	3965.94	-193183.525
	VC91	Figueirinha-Albernoa	17164.482	-206481.877		Rser54	Ervidel-Roxo	6008.565	-194249.164
	V70	Figueirinha-Albernoa	20231.817	-206283.769		RVC40	Ervidel-Roxo	6308.215	-194098.038
	VM77	Figueirinha-Albernoa	18259.444	-200495.342		RVC51	Ervidel-Roxo	5086.968	-192007.671
Amost. 2014	AB17	Figueirinha-Albernoa	17094.022	-207282.618		RVM63	Ervidel-Roxo	4073.503	-193051.599
	AB30	Figueirinha-Albernoa	14023.099	-202011.96		RVM64	Ervidel-Roxo	4516.111	-192976.049
	AB32	Figueirinha-Albernoa	14331.412	-202013.017					

### III.2. *Re-logging* de sondagens e amostragem

Como complemento dos trabalhos de reconhecimento geológico realizados durante o primeiro ano de contrato do “Projecto Albernoa”, seleccionaram-se 9 sondagens de um lote de 32 listadas na Memória Técnica preparada pelo Laboratório Nacional de Energia e Geologia (LNEG). A selecção destas sondagens foi efectuada de modo a servir de referência à elaboração e validação dos modelos geológicos 2D e 3D. Por outro lado pretendia-se ainda proceder à amostragem de exemplares úteis à construção de quadros quimio-estratigráficos e guias mineralógicos/geoquímicos importantes na delimitação de sistemas mineralizantes com potencial económico.

Das 9 sondagens listadas, apenas 5 intersectam rochas dos dois eixos vulcânicos em estudo, nomeadamente, as sondagens CW-2, ER-2, 18-1, TR-1 e 11-1. É de salientar, no entanto, que parte das caixas de testemunho de uma das sondagens de referência para o eixo vulcânico de Figueirinha-Albernoa se encontra desaparecida, pelo que somente foi possível recuperar e analisar neste exercício de *re-logging* cerca de 66,33m do total perfurado (839,15m). Por outro lado, o mau estado de conservação da sondagem ER-2 condicionou a análise e amostragem da mesma, devido à inexistência de testemunho representativo de vários metros de perfuração e à destruição parcial/total dos marcadores de metragem e orientação. A **Tabela III-2** sumariza as 5 sondagens seleccionadas, assim como a respectiva localização geológica e geográfica.

**Tabela III-2:** Sondagens seleccionadas para *re-logging* e amostragem listadas por eixos vulcânicos, com a contabilização total de litótipos amostrados.

Agrupamento	Referência	Localização	Nº total de amostras
2 – Sector NW do eixo vulcânico “Ervidel-Roxo	CW-2	Chaparral W	39
	ER-2	Ervidel	9
3 – Extremidade NW do eixo vulcânico Figueirinha-Albernoa	18-1	Monte da Lagoa	38
4 – Extremidade SE do eixo vulcânico Figueirinha-Albernoa	TR-1	Malhadinha de Torres	7
	11-1	Malhadinha de Torres	36

Os trabalhos de *re-logging* e subsequente amostragem decorreram no período de 2 a 10 de Maio e 16 a 21 de Maio de 2013, nas litotecas de Aparis e Aljustrel, respectivamente. No que respeita à amostragem de testemunhos de sondagem, os objectivos principais não diferem substancialmente dos referidos na subsecção anterior (III.1), acrescendo o facto de neste caso ser possível amostrar litótipos equivalentes aos anteriores, mas desta feita não meteorizados. Outra grande vantagem consiste em aceder à sequência vertical, parcialmente completa, de CVS que caracteriza cada eixo vulcânico. A **Tabela III-2** sintetiza ainda o total de amostras recolhidas na referida campanha; detalhes sobre o *re-logging* das várias sondagens e respectiva interpretação geológica podem ser consultados em Mateus *et al.* (2014).

### III.3. Processamento Laboratorial

Após cada uma das campanhas de amostragem procedeu-se ao processamento laboratorial das amostras colhidas para geoquímica multi-elementar de rocha total (pulverização) e preparação de taliscas para a produção de lâminas delgadas polidas. Neste âmbito e dado o extenso lote de amostras colhidas em sondagem, foi necessário proceder a uma selecção cuidada dos testemunhos para produção de taliscas e geoquímica multi-elementar de rocha total, de modo a garantir não só a representatividade de fácies, mas também representatividade espacial e estatística.

O procedimento adoptado na moagem das amostras em questão incluiu: (i) o corte de fragmentos ou fatias de espessura adequada com discos diamantados; (ii) esmerilamento de todas as faces dos fragmentos resultantes da etapa anterior, de forma a eliminar a contaminação por parte do aço do disco e superfícies que ainda denunciem marcas de meteorização; (iii) secagem em estufa dos fragmentos resultantes de (ii), caso tivessem dimensão granulométrica adequada; (iv) redução dos fragmentos com elevada dureza e resistência mecânica à granularidade de cascalho (sempre que possível) com o auxílio de um martelo de peso adequado (em regra uma marreta de 2 kg)<sup>3</sup>, previamente envolvidos em papel branco; (v) redução dos fragmentos obtidos em (ii) e/ou (iv) à dimensão da areia fina (mal calibrada), com recurso a um moinho de rolos; este moinho é constituído por dois rolos ranhurados fabricados num aço endurecido com cromo que rodam em sentidos opostos à mesma velocidade e arrastam o fragmento de rocha para o intervalo entre ambos; (vi) secagem da areia em estufa a fim de eliminar vestígios de água e, (vii) subsequente redução a pó com recurso a um moinho de argolas. Importa referir que, em 2013, todas as amostras foram pulverizadas num moinho de argolas de ágata, enquanto em 2014, por questões de conveniência laboratorial, se recorreu a um moinho de argolas de carboreto de tungsténio. O primeiro é responsável por alguma contaminação em sílica, ainda que não significativa, dado este ser o principal constituinte das amostras em estudo, ao passo que o segundo provoca contaminação não negligenciável em W (superior a 0,1%), para além de quantidades presumivelmente vestigiais de Co, C, Ta, Nb e Ti. Adicionalmente, em 2014, o procedimento levado a cabo em (ii) foi substituído por um disco diamantado de desbaste de 230 *mesh*.

De referir ainda a selecção de um conjunto de amostras entre o conjunto amostrado de modo a funcionarem como duplicados e réplicas e assim permitirem uma avaliação independente da qualidade analítica dos resultados obtidos. É de notar que os duplicados foram seleccionados exclusivamente em testemunhos de sondagem, representando o mesmo litótipo separado por 2-3 m de distância.

A **Tabela III-3** lista a totalidade de amostras colhidas em afloramentos-chave e em sondagem, subsequentemente processadas e encaminhadas para produção de taliscas (e lâminas polidas) e geoquímica multi-elementar de rocha total.

---

<sup>3</sup> A utilização do papel tem como objectivo a minimização do contacto da amostra com o martelo e a superfície de impacto

**Tabela III-3:** Compilação total de amostras colhidas nos eixos vulcânicos Ervidel-Roxo e Figueirinha-Albernoa para produção de taliscas e de pós para geoquímica multi-elementar de rocha total [litogeoquímica (Litogeoq.)]. As amostras assinaladas com (\*) correspondem a duplicados, ao passo que as referências assinaladas com (\*\*) correspondem a réplicas.

Eixo Vulcânico	REF. Amostra	Talisca	Litogeoq	Eixo Vulcânico	REF. Amostra	Talisca	Litogeoq.
Figueirinha-Albernoa	11-1-B		✓	Figueirinha-Albernoa	V102**		✓
Figueirinha-Albernoa	11-1-C		✓	Figueirinha-Albernoa	V70	✓	✓
Figueirinha-Albernoa	11-1-CC	✓		Figueirinha-Albernoa	VC66	✓	✓
Figueirinha-Albernoa	11-1-D	✓	✓	Figueirinha-Albernoa	VC69	✓	✓
Figueirinha-Albernoa	11-1-E		✓	Figueirinha-Albernoa	VC74	✓	✓
Figueirinha-Albernoa	11-1-EE		✓	Figueirinha-Albernoa	VC75	✓	✓
Figueirinha-Albernoa	11-1-F*	✓	✓	Figueirinha-Albernoa	VC76	✓	✓
Figueirinha-Albernoa	11-1-G		✓	Figueirinha-Albernoa	VC81	✓	✓
Figueirinha-Albernoa	11-1-GG	✓	✓	Figueirinha-Albernoa	VC82	✓	
Figueirinha-Albernoa	11-1-H	✓	✓	Figueirinha-Albernoa	VC85	✓	✓
Figueirinha-Albernoa	11-1-HH		✓	Figueirinha-Albernoa	VC90	✓	✓
Figueirinha-Albernoa	11-1-J	✓		Figueirinha-Albernoa	VC91	✓	✓
Figueirinha-Albernoa	11-1-L	✓	✓	Figueirinha-Albernoa	VF79	✓	✓
Figueirinha-Albernoa	11-1-M	✓	✓	Figueirinha-Albernoa	VM77		✓
Figueirinha-Albernoa	11-1-N		✓	Figueirinha-Albernoa	VM77-1	✓	
Figueirinha-Albernoa	11-1-O	✓		Figueirinha-Albernoa	VM77-2	✓	
Figueirinha-Albernoa	11-1-OO**		✓	Figueirinha-Albernoa	VM87	✓	✓
Figueirinha-Albernoa	11-1-P	✓		Ervidel-Roxo	CW2-C*		✓
Figueirinha-Albernoa	11-1-R	✓	✓	Ervidel-Roxo	CW2-D	✓	✓
Figueirinha-Albernoa	11-1-T		✓	Ervidel-Roxo	CW2-F	✓	
Figueirinha-Albernoa	11-1-V		✓	Ervidel-Roxo	CW2-FF		✓
Figueirinha-Albernoa	11-1-V1	✓		Ervidel-Roxo	CW2-H	✓	
Figueirinha-Albernoa	11-1-V2	✓		Ervidel-Roxo	CW2-GG		✓
Figueirinha-Albernoa	11-1-X		✓	Ervidel-Roxo	CW2-I	✓	✓
Figueirinha-Albernoa	11-1-Y		✓	Ervidel-Roxo	CW2-L	✓	✓
Figueirinha-Albernoa	11-1-Z	✓	✓	Ervidel-Roxo	CW2-OO		✓
Figueirinha-Albernoa	11-1-AA1	✓		Ervidel-Roxo	CW2-R		✓
Figueirinha-Albernoa	11-1-AA2	✓		Ervidel-Roxo	CW2-RR		✓
Figueirinha-Albernoa	18-1-CC*		✓	Ervidel-Roxo	CW2-SS	✓	✓

Figueirinha-Albernoa	18-1-DD		✓	Ervidel-Roxo	CW2-U1	✓	
Figueirinha-Albernoa	18-1-I	✓	✓	Ervidel-Roxo	CW2-U2	✓	
Figueirinha-Albernoa	18-1-J	✓	✓	Ervidel-Roxo	CW2-U3	✓	
Figueirinha-Albernoa	18-1-RR	✓	✓	Ervidel-Roxo	CW2-W	✓	✓
Figueirinha-Albernoa	18-1-TT	✓	✓	Ervidel-Roxo	CW2-X	✓	
Figueirinha-Albernoa	18-1-UU	✓	✓	Ervidel-Roxo	CW2-WW		✓
Figueirinha-Albernoa	18-1-WW	✓	✓	Ervidel-Roxo	CW2-Z		✓
Figueirinha-Albernoa	18-1-X	✓	✓	Ervidel-Roxo	RB48	✓	✓
Figueirinha-Albernoa	18-1-Y	✓	✓	Ervidel-Roxo	RB50	✓	✓
Figueirinha-Albernoa	AB17	✓		Ervidel-Roxo	RCHL55	✓	✓
Figueirinha-Albernoa	AB30	✓		Ervidel-Roxo	RCHL60	✓	✓
Figueirinha-Albernoa	AB32-1	✓		Ervidel-Roxo	RCHL66	✓	
Figueirinha-Albernoa	AB32-2	✓		Ervidel-Roxo	RL37	✓	✓
Figueirinha-Albernoa	AL18	✓	✓	Ervidel-Roxo	RL44	✓	✓
Figueirinha-Albernoa	AL25	✓	✓	Ervidel-Roxo	RL61		✓
Figueirinha-Albernoa	AVC16		✓	Ervidel-Roxo	RPM62		✓
Figueirinha-Albernoa	AVC16-1	✓		Ervidel-Roxo	RPM65		✓
Figueirinha-Albernoa	AVC16-2	✓		Ervidel-Roxo	RSER54	✓	✓
Figueirinha-Albernoa	AVC2	✓	✓	Ervidel-Roxo	RVC40		✓
Figueirinha-Albernoa	AVC31	✓	✓	Ervidel-Roxo	RVC51	✓	✓
Figueirinha-Albernoa	AVC34	✓	✓	Ervidel-Roxo	RVM63		✓
Figueirinha-Albernoa	AVC69**		✓	Ervidel-Roxo	RVM64		✓
Figueirinha-Albernoa	AVC9	✓	✓	Ervidel-Roxo	VC1	✓	✓
Figueirinha-Albernoa	AVM27	✓	✓	Ervidel-Roxo	VC25	✓	✓
Figueirinha-Albernoa	TR1-A	✓	✓	Ervidel-Roxo	VC5	✓	✓
Figueirinha-Albernoa	TR1-C	✓		Ervidel-Roxo	VC6	✓	✓
Figueirinha-Albernoa	TR1-D		✓	Ervidel-Roxo	VC9	✓	✓
Figueirinha-Albernoa	TR1-E	✓	✓	Ervidel-Roxo	VM26	✓	✓
Figueirinha-Albernoa	TR1-G1	✓		Ervidel-Roxo	VM4	✓	✓
Figueirinha-Albernoa	TR1-G2	✓					

### **III.4. Petrografia e Mineralogia**

A análise petrográfica e mineralógica de lâminas delgadas polidas da primeira fase de amostragem, isto é, das lâminas referentes à amostragem de 2013, decorreu entre Setembro e meados de Dezembro do mesmo ano, ao passo que os estudos de petrografia e mineralogia das amostras da segunda fase de amostragem desenrolaram-se durante o mês de Outubro de 2014.

Esta fase de trabalho petrográfico incluiu a caracterização microscópica em luz transmitida e reflectida dos exemplares amostrados e respectivo registo detalhado das observações em fichas petrográficas individuais. Este estudo visou, portanto, a caracterização mineralógica e textural das várias fácies vulcânicas que compõem o CVS dos eixos vulcânicos de Ervidel-Roxo e Figueirinha Albernoa, em particular a destriça entre transformações mineralógicas primárias e secundárias, tanto quanto possível diferenciando os efeitos imputáveis a processos de metassomatismo oceânico dos que se relacionam com halos de alteração hidrotermal correlativos da génese de sulfuretos maciços, não descurando dos efeitos de sobreposição da deformação, recristalização metamórfica e actividade hidrotermal pós pico-metamórfico (sin- a pós-orogénese Varisca).

Adicionalmente procedeu-se ao registo fotomicrográfico das texturas e mineralogia relevantes de cada exemplar, bem como à selecção de amostras para estudos de química mineral, por forma a complementar os estudos descritos nesta subsecção.

A totalidade de fichas petrográficas produzidas pode ser consultada em Mateus *et al.* (2015).

### **III.5. Química Mineral**

As análises de química mineral incidiram essencialmente sobre lâminas delgadas polidas das várias fácies amostradas, tendo em conta quer a variabilidade textural e mineralógica, quer a intensidade de alteração exibida por cada um dos litótipos.

A aquisição de dados foi realizada no laboratório de Microsonda Electrónica nas instalações da FCUL, fazendo uso de um equipamento JEOL-JXA 8200, equipado com quatro espectrómetros WDS, seis cristais analisadores (LIF, LIFH, PET, PETH, TAP, LDE2) e detectores de electrões secundários e retrodifundidos, acoplado a um espectrómetro de dispersão de energia (EDS). De modo geral, as análises foram realizadas com um feixe de diâmetro de 5 µm, 25 nA, 15kV de potencial de aceleração e tempos de aquisição de 20 segundos para os picos e 5s para a radiação de fundo. É importante salientar, contudo, que para os cristais de dimensões reduzidas, em particular fosfatos de terras raras e sulfuretos (galena, esfalerite e por vezes, calcopirite), se reduziu o diâmetro do feixe, ao passo que, em cristais mais frágeis e facilmente volatilizáveis, se aumentou.

A rotina de calibração da microsonda electrónica foi efectuada com base na análise de padrões metálicos e em minerais de composição conhecida fornecidos pela “*Astimex Scientific Limited*” (**Anexo I: Tabela A-1**).

Os principais objectivos subjacentes à aquisição de dados de química mineral incluíram (i) a confirmação de algumas das identificações realizadas com microscópio petrográfico; (ii) a identificação de fases minerais cuja granularidade e/ou modo de ocorrência impedia a sua identificação óptica fidedigna; (iii) a identificação de variações composicionais entre gerações distintas de determinada fase mineral, especialmente crítico no caso dos filossilicatos; (iv) a detecção de diferenças de carácter químico na ocorrência de determinada geração de uma fase mineral em contextos texturais distintos; e (v) a identificação de fases minerais portadoras de elementos menores ou traço detectados por geoquímica de rocha total. Acrescem a estes cinco pontos os cuidados tidos no sentido de garantir a representatividade estatística dos resultados analíticos obtidos para cada fase mineral.

Efectivamente, o trabalho analítico realizado com microsonda electrónica revelou-se particularmente importante na identificação e caracterização da amplitude de variação composicional de um número apreciável de fases minerais críticas frequentemente ocorrendo sob a forma de grãos com dimensão submicroscópica, algumas delas nunca descritas (tanto quanto é possível apurar com base na literatura publicada).

### **III.6. Geoquímica Multi-elementar de Rocha Total**

Após o processamento, as amostras foram encaminhadas para análise química multi-elementar nos *Activation Laboratories Ltd. (ActLabs)* tirando partido do conjunto de procedimentos analíticos incluídos na opção “4E-Research” (*Code 4E-Res + ICPMS (11+) INAA (INAAGEO) / Major Elements Fusion ICP (WRA) / Total Digestion ICP (TOTAL) / Trace Element Fus ICP/MS*). Este pacote analítico foi escolhido não só devido ao elevado número de elementos analisados (60, incluindo maiores, menores e traço), mas também devido ao facto de ser o pacote analítico que proporciona melhores limites de detecção, de entre os oferecidos pelo *ActLabs*. Informações detalhadas sobre o pacote analítico escolhido podem ser consultadas em

<http://www.actlabs.com/page.aspx?page=518&app=226&cat1=549&tp=12&lk=no&menu=64&print=yes>.

Conforme indicado previamente na subsecção III.3 foram sujeitas a análise de geoquímica multi-elementar um total de 90 amostras de rochas metavulcânicas, incluindo réplicas e duplicados, para os eixos vulcânicos Ervidel-Roxo e Figueirinha-Albernoa, seleccionadas tendo por base critérios de representatividade de fácies e distribuição espacial. A totalidade de elementos analisados e os respectivos limites de detecção encontra-se listada na **Tabela III-4**.



**Tabela III-4:** Totalidade dos elementos analisados e respectivos limites de detecção cuja determinação analítica foi requerida ao ActLabs. LOI = Perda ao rubro

Símbolo Analítico	Unidade	Limite de detecção	Método de Análise	Símbolo Analítico	Unidade	Limite de detecção	Método de Análise
SiO <sub>2</sub>	%	0.01	FUS-ICP	U	ppm	0.01	FUS-MS
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	%	0.01	FUS-ICP	V	ppm	5	FUS-ICP
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (T)	%	0.01	FUS-ICP	Y	ppm	1	FUS-ICP
MnO	%	0.001	FUS-ICP	Zr	ppm	1	FUS-ICP
MgO	%	0.01	FUS-ICP	La	ppm	0.05	FUS-MS
CaO	%	0.01	FUS-ICP	Ce	ppm	0.05	FUS-MS
Na <sub>2</sub> O	%	0.01	FUS-ICP	Pr	ppm	0.01	FUS-MS
K <sub>2</sub> O	%	0.01	FUS-ICP	Nd	ppm	0.05	FUS-MS
TiO <sub>2</sub>	%	0.001	FUS-ICP	Sm	ppm	0.01	FUS-MS
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	%	0.01	FUS-ICP	Eu	ppm	0.005	FUS-MS
LOI	%		FUS-ICP	Gd	ppm	0.01	FUS-MS
Total	%	0.01	FUS-ICP	Tb	ppm	0.01	FUS-MS
Ba	ppm	1	FUS-ICP	Dy	ppm	0.01	FUS-MS
Be	ppm	1	FUS-ICP	Ho	ppm	0.01	FUS-MS
Bi	ppm	0.1	FUS-MS	Er	ppm	0.01	FUS-MS
Cd	ppm	0.5	TD-ICP	Tl	ppm	0.05	FUS-MS
Cs	ppm	0.1	FUS-MS	Tm	ppm	0.005	FUS-MS
Cu	ppm	1	TD-ICP	Yb	ppm	0.01	FUS-MS
Ga	ppm	1	FUS-MS	Lu	ppm	0.002	FUS-MS
Ge	ppm	0.5	FUS-MS	Au	ppb	1	INAA
Hf	ppm	0.1	FUS-MS	Ag	ppm	0.5	MULT INAA / TD-ICP
In	ppm	0.1	FUS-MS	As	ppm	1	INAA
Mo	ppm	2	FUS-MS	Br	ppm	0.5	INAA
Nb	ppm	0.2	FUS-MS	Co	ppm	0.1	INAA
Ni	ppm	1	TD-ICP	Cr	ppm	0.5	INAA
Pb	ppm	5	TD-ICP	Hg	ppm	1	INAA
Rb	ppm	1	FUS-MS	Ir	ppb	1	INAA
S	%	0.001	TD-ICP	Sb	ppm	0.1	INAA
Sn	ppm	1	FUS-MS	Sc	ppm	0.01	INAA
Sr	ppm	2	FUS-ICP	Se	ppm	0.5	INAA
Ta	ppm	0.01	FUS-MS	W	ppm	1	INAA
Th	ppm	0.05	FUS-MS	Zn	ppm	1	MULT INAA / TD-ICP



---

---

## CAPÍTULO IV

---



## IV. CARACTERIZAÇÃO MINERALÓGICA E PETROGRÁFICA

Na presente secção pretende-se dar conta dos aspectos mineralógicos e texturais registados aquando da caracterização petrográfica dos litótipos, sem nunca descuidar das observações à escala macroscópica, as quais se relevam muitas vezes críticas na interpretação de determinados processos, como se verá mais adiante.

Em termos gerais, a sequência de rochas vulcânicas que compõem o CVS nas regiões de Ervidel-Roxo e Figueirinha-Albernoa é composta por rochas de carácter félsico e carácter intermédio, sendo estas últimas claramente subordinadas às primeiras. O **Anexo II (Tabela B-1; Tabela B-2)** lista a totalidade de lâminas polidas observadas para os eixos vulcânicos de Ervidel-Roxo e Figueirinha-Albernoa, com a respectiva referência, localização geográfica, classificação litológica e composicional, tipo de génese, bem como a intensidade de alteração. Faz-se ainda menção à existência ou ausência de química mineral e análise química de rocha total para cada uma das amostras listadas.

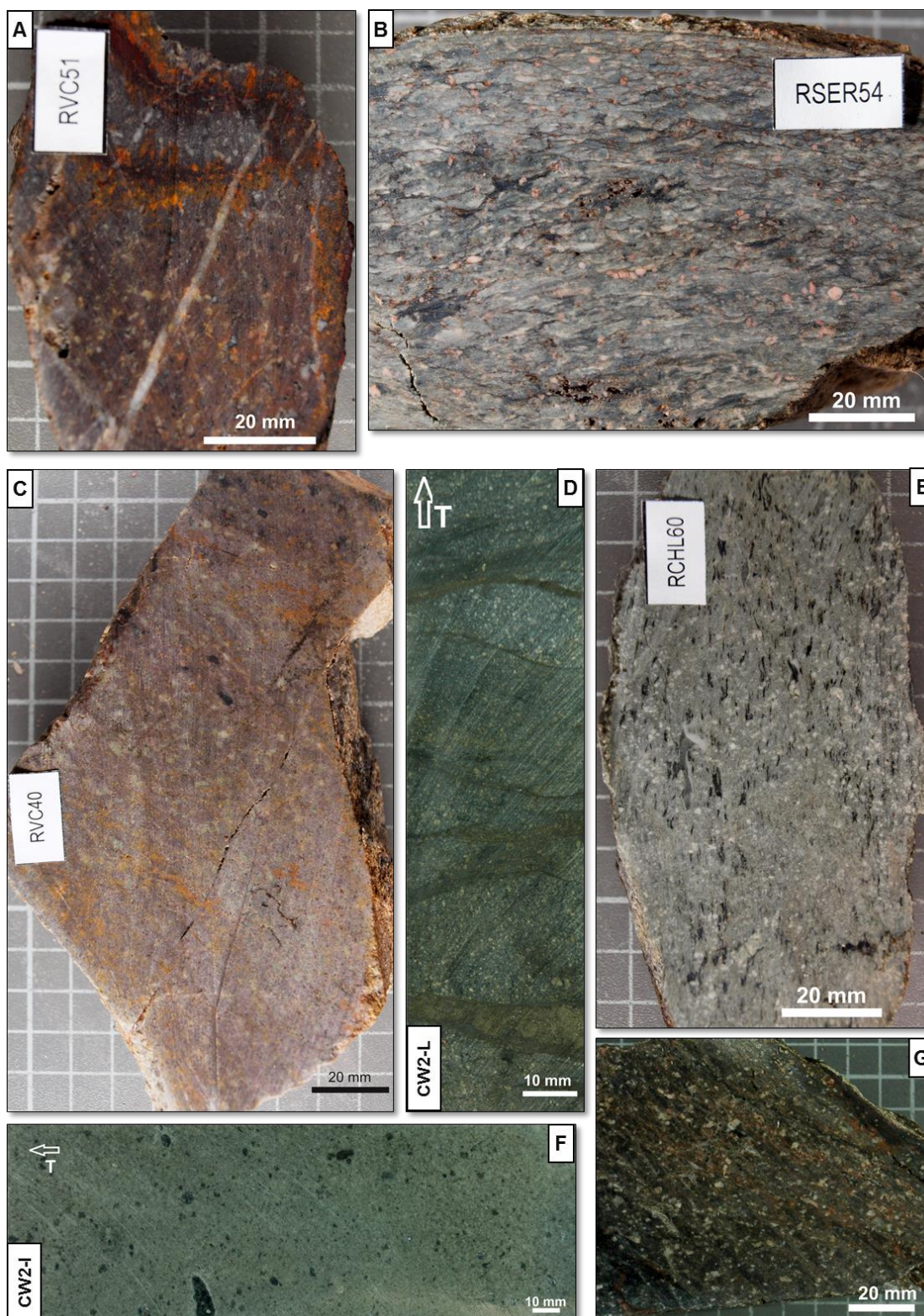
### IV.1. Rochas Félsicas

Os termos metavulcânicos de natureza félsica afloram em mais de 85% dos domínios vulcânicos do CVS de Ervidel-Roxo e de Figueirinha-Albernoa, sendo possível distinguir entre rochas de origem eruptiva lávica e vulcanoclástica e ainda rochas com génese subvulcânica (ou hipabissal), sendo as primeiras dominantes em ambas as regiões.

#### IV.1.1. Eixo Vulcânico de Ervidel-Roxo

Como foi previamente referido (secção II), a região do Roxo é caracterizada por predominância de escoadas lávicas, localmente intercaladas com rochas metavulcanoclásticas. Em termos macroscópicos, as fácies lávicas são caracterizadas por uma coloração que varia entre tonalidades verdes claras e verdes escuras, de acordo com o conteúdo em fases minerais decorrentes da alteração, nomeadamente, sericite, clorite e epídoto (**Figura IV-1**). Algumas lavas apresentam, porém, coloração avermelhada ou roxa, denunciado forte impregnação de (hidr)óxidos de Fe (**Figura II-1**, A e C). Ainda assim, de modo geral, os termos lávicos que compõem este eixo vulcânico possuem granularidade fina a intermédia e exibem abundantes fenocristais de feldspato e quartzo, embora perfazendo quantidades variáveis (**Figura II-1**).

A análise petrográfica e mineralógica das diversas lâminas polidas revelou que as rochas félsicas de origem lávica desta região se podem subdividir, grosso modo, em dois grandes grupos composicionais: (i) meta-riólitos e (ii) meta-riodacitos, muito embora o grupo (i) possua muito frequentemente características de transição para (ii), pelo que se trata de uma classificação definida com base nas características dominantes. É de salientar, ainda, a ocorrência de um pequeno conjunto de termos de natureza dacítica (iii).



**Figura IV-1:** Seleção de características em amostras de mão de rochas félsicas com gênese extrusiva (lávica) para o eixo vulcânico de Ervidel-Roxo: (A) Meta-riólito de coloração roxa/avermelhada, com abundantes fenocristais de feldspato e quartzo, recortado por diversos filonetes de quartzo e veios preenchidos por (hidr)óxidos de Fe subperpendiculares aos primeiros, provocando orlas de rubefação adjacentemente. Matriz microcristalina composta por quartzo e feldspato, alterada para sericite; (B) Meta-riólito com evidências de alteração sericitica intensa ante-pico metamórfico, acompanhada por cloritização (subordinada); de salientar a forte rubefação dos fenocristais de feldspato, conferindo-lhes uma tonalidade rosada; (C) Meta-riólito de coloração roxa, composto por fenocristais de quartzo e feldspato no seio de uma matriz microcristalina composta essencialmente por quartzo e feldspato, incipientemente alterada; (D) Possível meta-riólito fortemente cloritizado e recortado por veios preenchidos por pirite  $\pm$  calcopirite; (E) Possível meta-dacito, com forte transposição da textura original e deposição de clorite e epidoto secundários; a

*primeira desenvolve tipicamente alinhamentos preferenciais, denunciando deposição ante-pico metamórfico; (F) **Meta-dacito** com origem subvulcânica possível, composto essencialmente por cristais de feldspato afectado por forte cloritização e carbonatação; (G) **Meta-riólito** composto por abundantes fenocristais de feldspato, exibindo alteração fraca a moderada caracterizada por deposição de sericite e clorite.*

Tipicamente os **meta-riólitos** apresentam arranjos texturais primários relativamente bem preservados, nomeadamente, textura hemicristalina<sup>4</sup>, afanítica microporífica, de granularidade intermédia (1-5 mm) a fina (<1mm) (salvo raras excepções) e de carácter inequigranular, desenvolvendo cristais de diferentes dimensões. Este carácter inequigranular traduz-se, assim, por uma textura (micro)porífica com fenocristais de quartzo, relativamente mais abundantes que os fenocristais de feldspato, no seio de uma matriz fina, micro a criptocristalina, composta, sempre que preservada, por quartzo e feldspato (**Figura IV-2**, Fotomicrografias A e B). Os termos riolíticos “francos” exibem frequentemente texturas de desvitrificação do vidro vulcânico em quartzo (**Figura IV-2**, Fotomicrografias A e B) e, mais raramente, em feldspato. De salientar ainda o desenvolvimento de texturas relíquia caracterizadas pela agregação de fenocristais de quartzo e feldspato, por vezes fazendo-se acompanhar de fases minerais acessórias, em agregados finos no seio da matriz.

Os fenocristais de quartzo possuem formatos arredondados característicos deste tipo de lavas, com dimensões muito variáveis (em média, 1-5 mm) e orlas de reacção com a matriz que, em casos extremos, conduzem à formação de golfos de reacção. Por sua vez, os fenocristais de feldspato, essencialmente de composição albitica, exibem formas subédricas a euédricas, formando muitas vezes agregados minerais de dimensões variadas.

A matriz desta tipologia de lavas é essencialmente composta por quartzo e feldspatos s.l., em proporções variáveis, apresentando granularidade muito fina (micro a criptocristalina). Estes feldspatos s.l. à semelhança dos fenocristais, têm composição albitica, salvo raras excepções (e.g. RVC51) onde, com microscopia electrónica de alta resolução (EPMA), se identificaram feldspatos potássicos (**Figura IV-2**, Imagem Composicional H).

A mineralogia acessória dos meta-riólitos abarca zircão, apatite, esfena (titanite), alguns sulfuretos e fases óxidas (Fe e/ou Ti, mais raramente com Mn). Os cristais de zircão formam em muitas amostras agregados juntamente com apatite (e.g. RSER54), por vezes acompanhados por conteúdos vestigiais de fases minerais submicroscópicas, nomeadamente, monazite<sup>5</sup> (**Figura IV-2**, Imagem Composicional G) e xenótimo<sup>6</sup>. Em parte substancial das amostras verificou-se a ocorrência de esfena e óxidos de Ti (do tipo rútilo e pseudo-rútilo), geralmente em forte desequilíbrio, evidenciando uma forte substituição de uma fase pela outra. Em algumas das amostras, estas fases associam-se aos agregados de zircão e apatite.

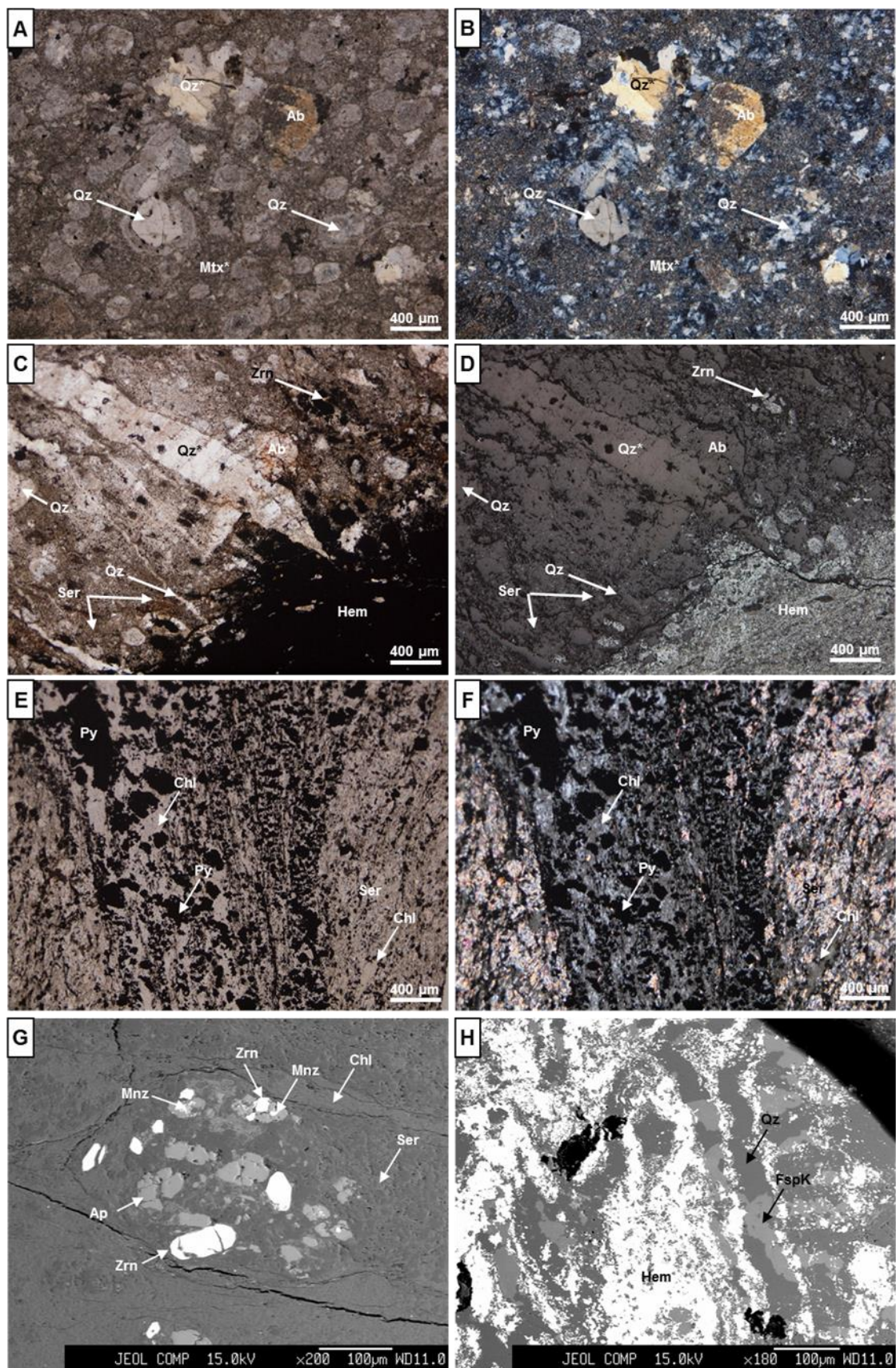
---

<sup>4</sup> Compostos por cristais e vidro vulcânico, sendo os primeiros dominantes sobre os segundos.

<sup>5</sup> Fosfato de terras raras leves (La, Ce e Nd)

<sup>6</sup> Fosfato de Y





**Figura IV-2: Fotomicrografias e imagens composicionais de aspectos particulares de meta-riólitos do eixo vulcânico de Ervidel-Roxo: Fotomicrografias (A) e (B):** fenocristais de Qz definindo texturas de desvitrificação e fenocristais de Ab sujeitos a hidrólise (sericitização); matriz de natureza quartzo-albitica (mtx\*) fraca a moderadamente sericitizada. Presença de quartzo de origem secundária (Qz\*) [#RVC40; LT-// (A) & LT-X (B); Ampl. 5X]; **Fotomicrografias (C) e (D):** relação de corte entre veios de Qz



e os domínios de deposição de (hidr)óxidos de Fe – do tipo Hem; presença de fenocristais de Ab e Qz no seio de uma matriz quartzo-feldspática (K), moderadamente sericitizada (Ser). Cristais de Zrn associados à Hem [#RVC51; LT-// (C) & LR-// (D); Ampl. 5X]; **Fotomicrografias (E) e (F)**: domínio de deposição de sulfuretos, em particular Py, acompanhados por Chl. Rocha pervasivamente modificada, com transformação das fases minerais primárias para Ser e total transposição da textura original. Matriz possivelmente cloritizada [#CW2-L; LT-// (E) & LT-X (F); Ampl. 5X]; **Imagem composicional (G)** agregados de Zrn e Ap com conteúdos vestigiais de grãos submicroscópicos de Mnz, rodeados por uma matriz fortemente sericitizada (Ser) e cloritizada (Chl), segundo corredores de deposição subparalelos [#RSE54; imagem de microscopia electrónica de alta resolução]; **Imagem composicional (H)**: domínios de deposição de agregados criptocristalinos de Hem acompanhados de Qz e FspK [#RVC51; imagem de microscopia electrónica de alta resolução]. Abreviaturas das fases minerais de acordo com Whitney & Evans (2010); #\_ referência da amostra; LT – Luz transmitida e LR – Luz reflectida; // e X - luz simples e duplamente polarizada, respectivamente; Ampl. – ampliação.

Os (hidr)óxidos de Fe, nomeadamente, hematite e goethite, ocorrem quase na totalidade das amostras estudadas, selando veios/filonetes e desenvolvendo disseminações matriciais de intensidade variável. Ainda assim, a sua abundância relativa é mais notável em fácies mais alteradas. É importante referir que, localmente se observam grãos primários de magnetite afectados por processos de hematitização.

Cabe aqui ainda referir ocorrência de fácies recortadas por veios cujos preenchimentos possuem uma coloração avermelhada e uma textura que em amostra de mão se assemelha a metajasper, levando a interpretá-los como resultado da infiltração de sílica gel em fracturas precoces (sin-deposicionais). Contudo, observações petrográficas complementadas com microscopia electrónica de alta resolução mostraram que estes veios não só não são precoces, uma vez que cortam filonetes de quartzo deformados, como não têm características mineralógicas e texturais de jasper (**Figura IV-2** Fotomicrografias C e D). Com efeito, estes veios encontram-se preenchidos por agregados criptocristalinos de hematite e quartzo, em alguns casos acompanhado por feldspato potássico (**Figura IV-1**, A: meta-riólito recortado por veios com hematite e quartzo; **Figura IV-2**, Imagem Composicional H).

A ocorrência de sulfuretos é esporádica, sendo aqui digno de nota um pequeno conjunto de amostras da sondagem CW-2 onde se observam veios e filonetes preenchidos essencialmente por pirite (**Figura IV-1**, D: meta-riólito cloritizado recortado por veios e filonetes com sulfuretos; **Figura IV-2**, Fotomicrografias E e F), com conteúdos acessórios de calcopirite, pirrotite, esfalerite, galena e arsenopirite. Estas fases minerais podem ocorrer também em pequenos agregados muito finos, disseminados na matriz.

Tipicamente estas amostras são afectadas por alteração sericitica de intensidade variável, com génese ante- a sin-pico metamórfico, desenvolvendo alinhamentos subparalelos que indicam deformação subsequente. Em muitas amostras esta hidrólise é reforçada após o pico metamórfico e de deformação, desenvolvendo cristais relativamente mais grosseiros que ocasionalmente definem hábitos em roseta.

Os feldspatos exibem, em regra, graus de hidrólise variáveis, podendo ter sido afectados por um ou dois eventos (ante- e pós-pico metamórfico); os agregados de sericite mais precoces são mais finos, ao passo que a alteração hidrotermal pós-pico metamórfico leva à formação de agregados mais grosseiros. Devido à abundância de micas potássicas como fase preferencial da hidrólise dos feldspatos s.l. seria expectável que estes possuíssem também uma composição potássica; contudo o estudo destas fases minerais com

microscopia electrónica revelou uma composição albitica constante (a nível regional), pelo que esta última poderá ser interpretada como o resultado de reajustes composicionais experimentados pelos feldspatos primários (potássicos (?)) no decurso da recristalização metamórfica.

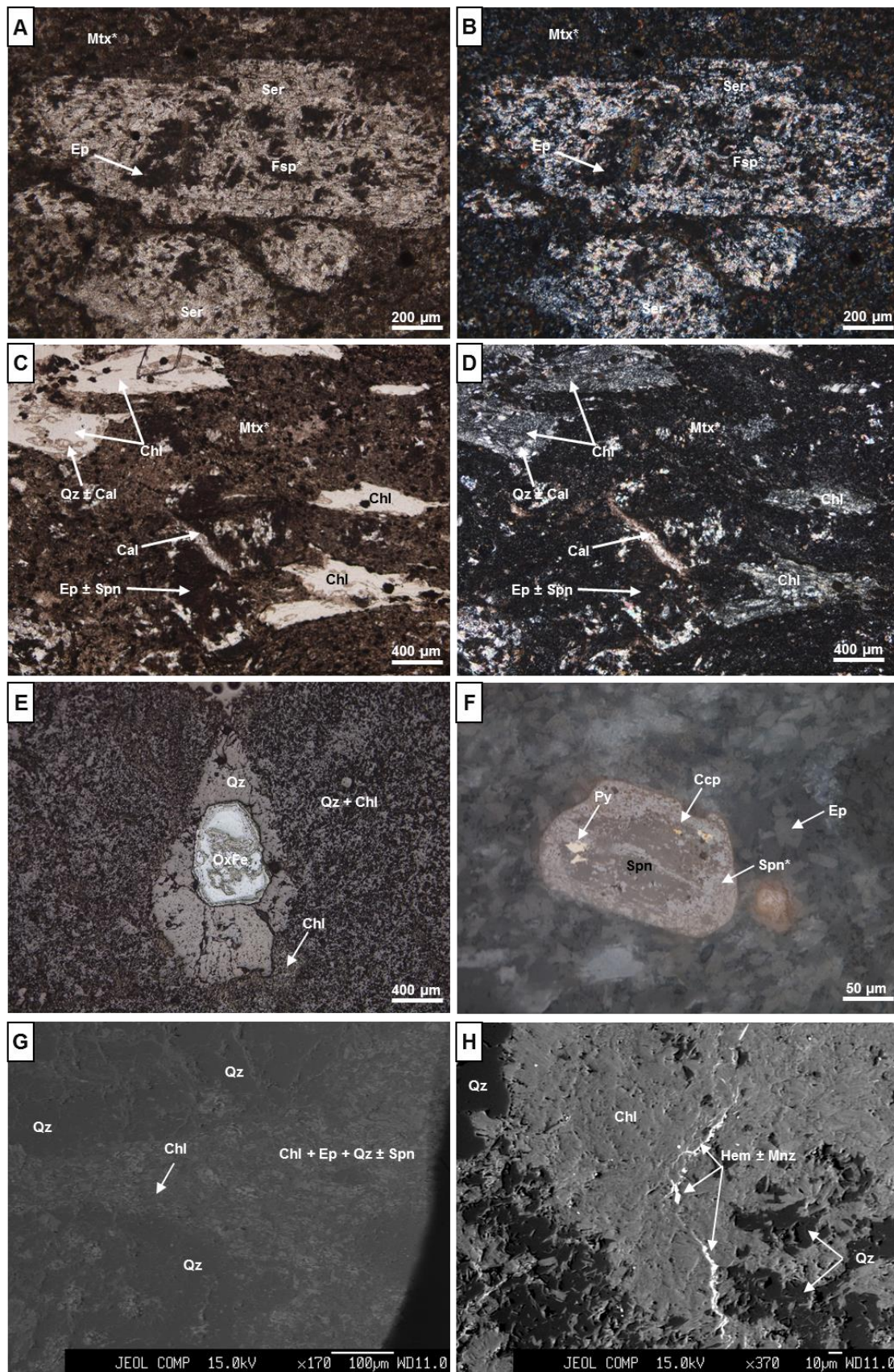
Em adição ao evento regional de sericitização, possivelmente relacionado com o metassomatismo oceânico, subsequentemente ajustado durante o metamorfismo regional, é possível identificar em alguns exemplares evidências de cloritização ante-pico metamórfico. Um número razoável de amostras exibem ainda alteração hidrotermal pós-pico metamórfico responsável pela deposição de clorite ao longo de descontinuidades variadas. Por outro lado, foi ainda possível identificar amostras com evidências de carbonatação tardia.

Não menos importante, é a ocorrência de abundantes cristais de esfena, em muitos casos associados a corredores de alteração e em parte substancial das situações em forte desequilíbrio com a matriz envolvente e em “decomposição” com perdas de elementos para a formação de carbonatos e óxidos de Ti. Esta fase mineral pode constituir, à semelhança da sericite, um produto resultante do metassomatismo oceânico e/ou metamorfismo regional à semelhança do que é descrito por Munhá (1983)

Por fim, deve ser salientada a ocorrência de um pequeno número de amostras com evidências de alteração extrema, nomeadamente sericitização completa, em alguns casos acompanhada pela deposição de clorite ao longo de corredores subparalelos e com deposição de sulfuretos (**Figura IV-2**, Fotomicrografias E e F). Contudo, na maior parte das amostras, em particular as colhidas em afloramento, parte substancial dos indicadores de alteração encontram-se mascarados por forte enrubescimento das várias fases minerais mercê da forte meteorização química a que foram sujeitas.

Os termos de natureza mais **riodacítica** são escassos e possuem a características texturais análogas às previamente descritas. Contudo, nestes verifica-se uma dominância dos fenocristais de feldspato *s.l.* sobre os de quartzo, sendo que, na totalidade dos casos, os feldspatos *s.l.* registam uma hidrólise muito avançada; a paragénese mineral compreende então sericite + albite  $\pm$  epidoto + quartzo  $\pm$  calcite (**Figura IV-3**, Fotomicrografias A e B). Este tipo de fases de alteração, em particular a albite e calcite, apontam para a existência de plagioclases com conteúdo não negligenciável em molécula anortítica e portanto para protólitos de natureza relativamente mais intermédia (comparativamente com os anteriores). O quartzo, muito menos abundante, possui características semelhantes às descritas para os meta-riólitos, com excepção do facto de não definirem texturas de desvitrificação. Adicionalmente observa-se quartzo secundário a preencher descontinuidades diversas.

A matriz que caracteriza os meta-riodacitos é micro a criptocristalina e é constituída essencialmente por albite e quartzo alterada em proporções variáveis por clorite + epidoto  $\pm$  sericite, apontando mais uma vez, para uma natureza mais intermédia do protólito.



**Figura IV-3:** Fotomicrografias e imagens composicionais de aspectos particulares de meta-riodacitos e meta-dacitos do eixo vulcânico de Ervidel-Roxo: **Fotomicrografias** (A) e (B): fantasmas de fenocristais de feldspato (Fsp\*) fortemente hidrolisados e substituídos por uma associação mineral que compreende Ser, Ep ± Ab ± Qz, no seio de matriz (mtx\*) composta

por Ab e Qz, moderadamente enriquecida em clorite e epidoto, fases de alteração estas acompanhadas por Spn [#RL61; LT-// (A) & LT-X (B); Ampl. 10X]; **Fotomicrografias (C) e (D)**: fácies riodacítica a dacítica (?) hidrotermalmente transformada, com uma cloritização intensa das fases minerais primárias, em parte desenvolvida ante-pico metamórfico; a alteração dos Fsp primários resulta na precipitação de Ep e Cal, por vezes acompanhada por Spn [#RCHL60; LT-// (C) & LT-X (D); Ampl. 5X]; **Fotomicrografia (E)**: pseudomorfose de Py [substituída por OxFe] em rocha fortemente cloritizada [#RCHL66; LR-//; Ampl. 5X]; **Fotomicrografia (F)**: cristal de Spn em forte desequilíbrio, com domínios enriquecidos em Ti (domínios mais claros) e inclusões de sulfuretos – Py e Ccp. Matriz em torno possui cristais submicroscópicos euédricos de Ep [#RL61; LR-//; Ampl. 5X]; **Imagem composicional (G)** domínio de forte hidrólise com deposição de Chl, Ep, Spn, bem como de Qz micro a criptocristalino [#RCHL60; imagem de microscopia electrónica de alta resolução]; **Imagem composicional (H)**: filonetes submicroscópicos preenchidos por Hem acompanhada por fosfatos de terras raras leves, nomeadamente, La, Ce e Nd, do tipo Mnz, no seio de Chl associada à alteração pervasiva de um possível meta-riodacito (?) [#RCHL66; imagem de microscopia electrónica de alta resolução]. Critérios de abreviação como na **Figura IV-2**.

A mineralogia acessória destas amostras não difere muito da apresentada previamente, destacando-se sobretudo maior abundância de esfena, em regra associada a epidoto, apresentando por vezes inclusões de sulfuretos (**Figura IV-3**, Fotomicrografia F) com hábitos euédricos e anédricos, em forte desequilíbrio, apresentando relações de substituição com óxidos de Ti, ou pelo menos exibindo domínios com menor conteúdo em cálcio e silício e incremento do conteúdo em Ti.

Parte substancial dos exemplares **meta-dacíticos** observados não possuem características texturais primárias, sendo afectados por forte alteração metassomática e/ou hidrotermal possivelmente polifásica, com deposição de clorite + epidoto + calcite + quartzo (microcristalino)  $\pm$  sericite  $\pm$  albite. A presença de relíquias de fases primárias é diminuta, observando-se por vezes cristais fortemente corroídos de quartzo e fantasmas de feldspatos s.l., preenchidos por epidoto + clorite  $\pm$  calcite  $\pm$  sericite + quartzo. Assim, a definição desta tipologia composicional de rochas pode ser ambígua dada intensidade de transposição que as afecta, pelo que se optou por classificá-las como riodacíticas-dacíticas (**Anexo II**).

É importante ainda fazer uma breve nota a um exemplar de natureza dacítica, possivelmente com génese subvulcânica, caracterizado por uma textura heterométrica e composto por mais de 85% de fenocristais de feldspato (albite), exibindo, portanto, uma textura intersertal. A alteração dos fenocristais é fraca e essencialmente de natureza carbonatada; a matriz encontra-se fortemente substituída por clorite e calcite, apresentando também epidoto e esfena em alguns domínios. A carbonatação é polifásica, i.e., anterior e posterior ao pico metamórfico (e de deformação), conforme denunciado pelos arranjos microestruturais preservados nos vários agregados de carbonatos. No que refere à mineralogia acessória regista-se a presença de pirrotite e pirite, calcopirite, rútilo, esfalerite e galena (estes últimos vestigiais).

Por fim é digno de menção o exemplar vulcanoclástico, mal calibrado e rico em clastos relativamente à matriz. Trata-se de um metatufo *clast-supported*, heterométrico constituído por mineraloclastos de quartzo. A matriz é composta por quartzo e filossilicatos, desenvolvendo foliação, como resposta à acomodação da deformação. No que se refere às fases minerais acessórias registam-se os (hidr)óxidos de Fe, clorite, esfena ( $\pm$  rútilo) e zircão



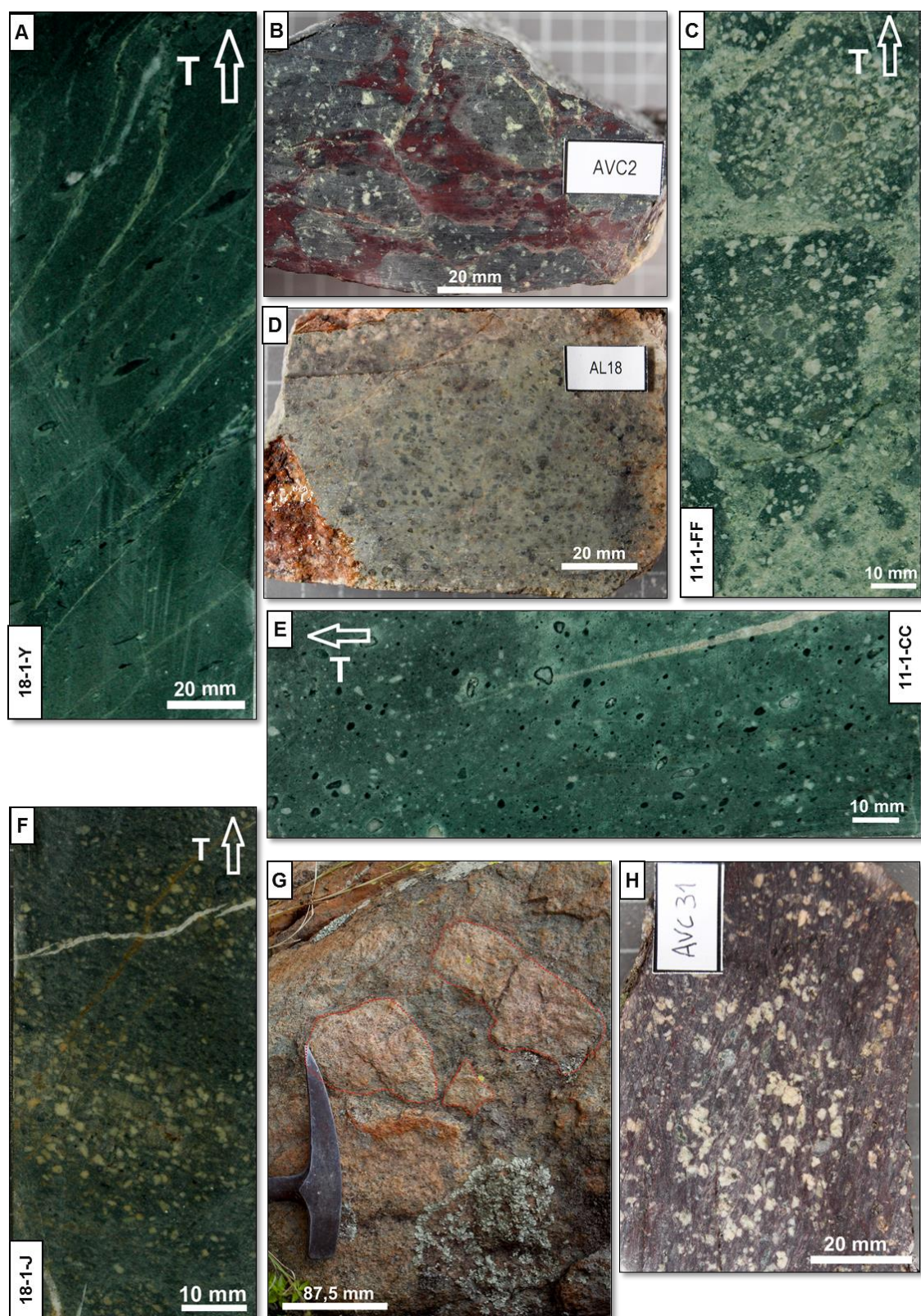
#### IV.1.2. Eixo Vulcânico de Figueirinha-Albernoa

Em contraste com as rochas félsicas que caracterizam o eixo vulcânico de Ervidel-Roxo, esta região vulcânica é caracterizada por produtos de composição relativamente mais intermédia e por uma mancha aflorante mais extensa e com melhor exposição de afloramento. Por outro lado, verifica-se melhor preservação de texturas primárias e dos processos de metassomatismo precoces, mercê de uma meteorização química menos intensa que na região do Roxo.

Tendo em consideração as observações de campo, complementadas com as observações petrográficas, na região de Albernoa e Figueirinha (sondagem 18-1), é possível distinguir escoadas lávicas preservadas e brechas vulcânicas resultantes da fragmentação de escoadas lávicas “*in situ*”, designadas neste trabalho como brechas metavulcânicas monomícticas, adoptando a nomenclatura proposta por Rosa (2007). Esta classificação é apenas descritiva e pretende indicar brechas compostas por clastos da mesma natureza, em oposição às polimícticas, que designam brechas formadas pela aglutinação de clastos vulcânicos de natureza diversa.

As lavas e brechas que cobrem parte substancial da mancha de rochas vulcânicas que compõem o CVS de Albernoa possuem colorações tipicamente verdes, com variação de tonalidades à escala da amostra, como se pode observar na **Figura IV-4**, decorrentes de domínios mais enriquecidos em epídoto e/ou sericite e/ou clorite. Estas são formadas por abundantes fenocristais de feldspato e quartzo, sendo que na maioria dos casos o quartzo é menos abundante (apresentando granularidade fina a intermédia), e matriz microcristalina, com domínios por vezes vítreos (**Figura IV-4**; todas à excepção da A e F). Tendo em conta os arranjos estruturais e à semelhança do que tinha sido previamente proposto para a região por Rosa (2007), pensa-se que as brechas resultam de autobrechificação das escoadas lávicas por contacto da lava quente com a água do mar. Assim, criam-se domínios propícios à circulação subsequente de fluidos de natureza variada, responsáveis pelo maior ou menor reajuste composicional e/ou de “digestão”/corrosão dos “pseudoclastos” que se originam em consequência da fragmentação “*in situ*”. Como foi referido na secção II, em alguns locais, a forte angulosidade dos clastos gera a falsa impressão de bombas vulcânicas; contudo, como se pode observar na **Figura IV-4** (G), é possível reconstruir a matriz rochosa original por aproximação progressiva dos clastos.

As fácies que marcam o topo do CVS [subunidade V3 (Mateus *et al.*, 2015)] adquirem tipicamente colorações avermelhadas (**Figura IV-4**, B), em consequência da forte disseminação de (hidr)óxidos de Fe, bem como preenchimento de filonetes/veios de possança diversa por hematite e quartzo, com características macroscópicas que se assemelham a metajasper (**Figura IV-4**, H).



**Figura IV-4:** Seleccion de características em amostras de mão e em afloramentos-chave de rochas félsicas de origem lávica para o eixo vulcânico de Figueirinha-Albernoa: (A) **Meta-dacito** de granularidade fina fortemente cloritizado; observam-se anisotropias preenchidas por clorite, bem como fracturas preenchidas por quartzo e/ou epidoto (B) **Meta-riodacito** composto por fenocristais de feldspato e quartzo (subordinado), recortado por veios preenchidos com hematite, com aspecto textural de metajaspé; (C) **Brecha metavulcânica monomictica (riodacítica)** onde é possível observar “pseudoclastos” com abundantes feldspatos sericitizados e quartzo hialino no seio de uma matriz cloritizada; a “matriz” em torno dos “pseudoclastos” apresenta alteração intensa traduzida por abundante epidoto e clorite; (D) **Meta-riodacito** composto por abundantes fenocristais de quartzo

hialino e de feldspato fortemente alterados e sericitização fraca da matriz; **(E) Meta-riodacito ("amigdaloidal")** composto por fenocristais de feldspatos e abundantes "amígdalas" preenchidas por clorite ou clorite e quartzo no seio de matriz cloritizada; **(F) Brecha metavulcânica monomítica** onde é possível observar "pseudoclastos" com abundantes feldspatos sericitizados, numa matriz sericitizada; a "matriz" em torno dos "pseudoclastos" apresenta uma cloritização forte **(G) Afloramento de brecha metavulcânica monomítica**, onde é possível observar o carácter de justaposição dos "pseudoclastos" de forma a reconstruir a matriz rochosa original; **(H) Meta-riodacito** com impregnação/disseminação de (hidr)óxidos de Fe na matriz.

A petrografia e mineralogia das diversas fácies que marcam, em particular o anticlinal de Albernoa revelou que estas são de composição **riodacítica**, texturalmente semelhantes às descritas na subsecção anterior, compostas por abundantes fenocristais de feldspatos com graus de saussuritização variáveis, caracterizados por uma associação mineral que inclui epidoto + albite  $\pm$  quartzo  $\pm$  sericite  $\pm$  calcite  $\pm$  clorite. Os fenocristais de quartzo, menos abundantes, possuem formas arredondadas e exibem orlas de reacção com a matriz envolvente, bem como golfos de corrosão que são subsequentemente preenchidos por material decorrente da alteração (e.g. clorite, sericite, quartzo microcristalino, epidoto). É de referir ainda a ocorrência de pseudomorfoses de fases minerais primárias possivelmente ferromagnesianas, substituídas por clorite, epidoto e esfena, sendo que as últimas desenvolvem na maior parte das vezes "pseudo-esferólitos" de tonalidades negras a castanhas, mal definidos sob a clorite.

A matriz microcristalina (a criptocristalina) destas amostras é composta por albite e quartzo, moderada a fortemente alterada para epidoto, clorite e sericite, acompanhados em algumas amostras por carbonatos. É importante salientar que o epidoto que caracteriza estas amostras é sobretudo submicroscópico, desenvolvendo uma "poalha" escura sobre a matriz, associando-se por vezes esfena.

As brechas vulcânicas monomíticas, salvo raras excepções (e.g. **Figura IV-4**, C; **Figura IV-5**, Fotomicrografias A e B), são marcadas por um incremento do conteúdo em epidoto nos "pseudo-clastos", onde os fenocristais de quartzo e feldspato exibem maior preservação, isto é, possuem bordos bem definidos e, em regra, menos alterados, ao passo que a "matriz" envolvente manifesta cloritização forte e os fenocristais de feldspato s.l. e quartzo apresentam corrosão intensa (e.g. **Figura IV-5**, Fotomicrografias A e B). É importante ressaltar que esta diferenciação pode ser ambígua e que, embora tenha sido efectuada com base na observação de 27 lâminas polidas, com diversos graus de "digestão"/alteração, a conclusão corresponde a uma tendência, tendo sido observados processos distintos e inversos ao descrito, sendo contudo menos comuns.

São, adicionalmente, dignos de nota dois exemplares lávicos riodacíticos da sondagem 11-1, que apresentam textura primária amigdalóide bem preservada (**Figura IV-4**, F), i.e., desenvolvem diversas amígdalas preenchidas por clorite e/ou clorite + quartzo  $\pm$  sericite (sempre que atinjam maiores dimensões). Estas representam muito possivelmente o resultado do escape de voláteis, subsequentemente preenchidas por fases secundárias no decurso dos processos de metassomatismo oceânico e/ou alteração hidrotermal.

Acessoriamente surge um vasto leque de fases minerais que, de um modo geral, caracteriza os vários exemplares de lavas e brechas riodacíticas, nomeadamente, esfena, zircão, apatite, hematite, rútilo,

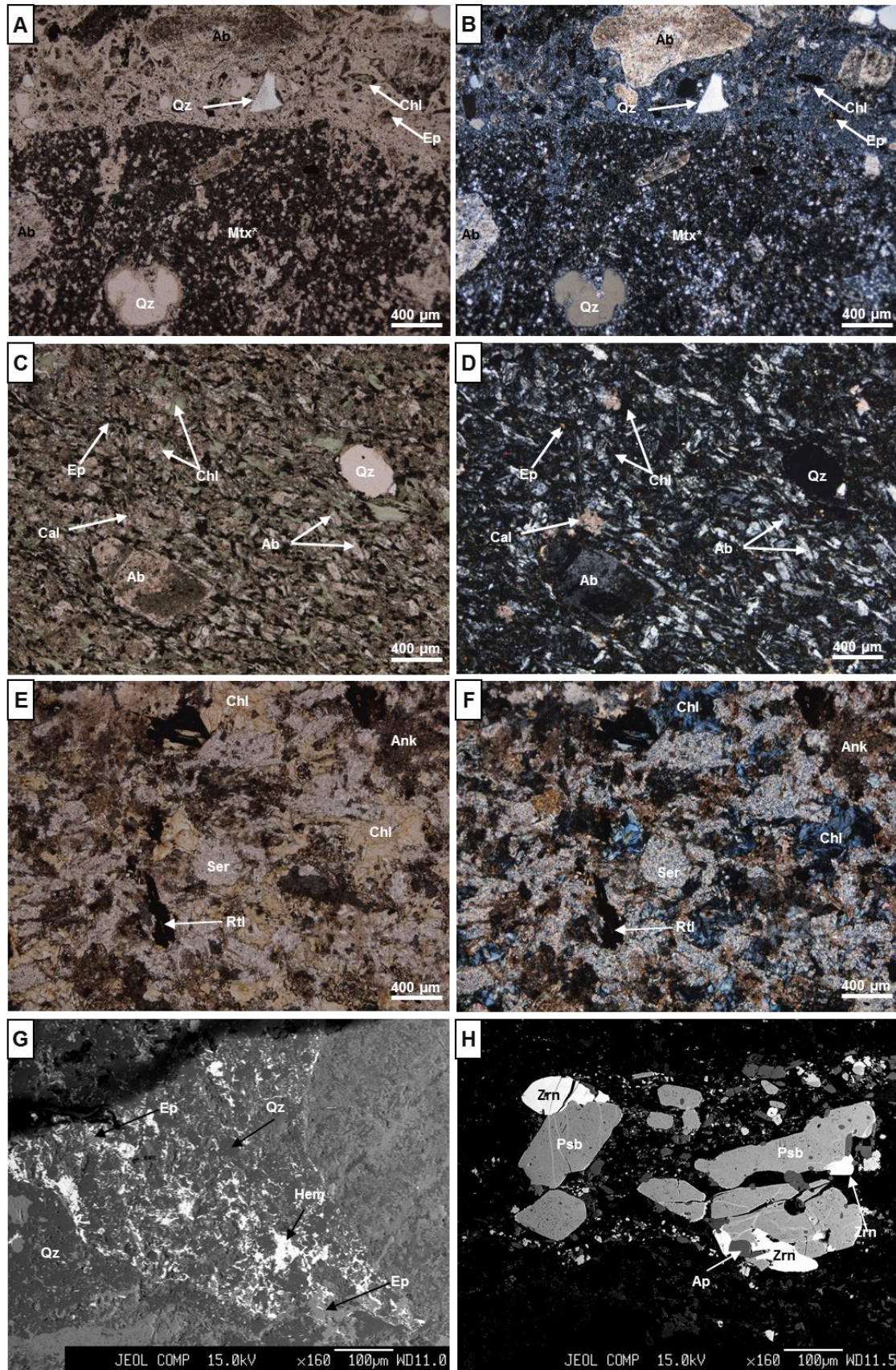
pseudobrookite, ilmenite, magnetite, pirite, calcopirite, monazite, galena e cobaltite, os dois últimos em quantidade vestigial (por ordem de abundância relativa).

As lavas e brechas que caracterizam a subunidade V3 definida em Mateus *et al.* (2015), são textural e mineralogicamente idênticas às anteriormente descritas, embora seja de salientar o facto de os domínios caracterizados macroscopicamente como preenchimentos de (hidr)óxidos de Fe texturalmente análogos a metajasper corresponderem sobretudo a filonetes/veios de hematite acompanhados por quartzo e epidoto (**Figura IV-5**, Imagem Composicional G) , afastando-se assim a hipótese de se tratar de um processo sin-deposicional. O desenvolvimento daquelas descontinuidades corresponderá, alternativamente, a um processo metassomático/hidrotermal, síncrono dos processos que levam à formação de enriquecimentos em (hidr)óxidos de Fe e de Mn nas rochas subjacentes (jaspers e xistos borra de vinho), retomando fragilidades estruturais pré-existentes.

São de referir ainda os efeitos imputáveis à intensa deformação acomodada por vários exemplares, particularmente, nas imediações das Herdades da Braciosa e dos Galegos (Albernoa). Nestes casos, os processos de alteração são grosso modo, controlados por descontinuidades subparalelas, acompanhando o desenvolvimento de diversas microestruturas (tipo delta e sigma em fases competentes no seio de matriz branda; recristalização dinâmica com formação de mantos intergranulares; dissolução sob pressão em quartzo, *micafish*, *chemical softening* em feldspatos; etc.), indicando proximidade a domínio de forte partição e acomodação não-coaxial da deformação.

**Figura IV-5: (Página Seguinte) Fotomicrografias e imagens composicionais de aspectos particulares de meta-riodacitos e meta-dacitos do eixo vulcânico de Figueirinha-Albernoa: Fotomicrografias (A) e (B):** contacto entre “pseudoclasto” (base) e “matriz” (topo) de brecha metavulcânica monomictica; o “pseudoclasto” apresenta uma matriz (mtx\*) submicroscópica composta por Ep, Ab e Chl ao passo que o domínio a topo é caracterizado por uma matriz cripto a microcristalina composta por Ab e Qz, fraca a moderadamente cloritizada (acompanhada por Ser e algum Ep). Adicionalmente, os fenocristais de Qz apresentam maior dissolução no domínio a topo e menor hidrólise dos Fsp, enquanto no “pseudoclasto” os fenocristais de Qz exibem menor dissolução e os Fsp uma hidrólise mais vincada [#11-1-F; LT-// (A) & LT-X (B); Ampl. 5X]; **Fotomicrografias (C) e (D):** fácies dacítica (a riodacítica) caracterizada por fenocristais de Ab incipientemente hidrolisados e fenocristais de Qz ligeiramente dissolvidos no seio de matriz rica em micrólitos de Ab, com cloritização fraca e presença acessória de Ep e Cal [#18-1-Y; LT-// (C) & LT-X (D); Ampl. 5X]; **Fotomicrografias (E) e (F):** textura possivelmente intersertal em fácies fortemente transposta para Chl, Ser e Ank; presença de Rtl [#V70; LT-// (E) & LT-X (F); Ampl. 5X]; **Imagem composicional (G)** veio com Hem, Qz e Ep, em fácies recortada por veios de Hem com textura macroscópica assemelhando-se a metajasper [#AVC2; Imagem de Microscopia Electrónica de Alta Resolução]; **Imagem composicional (H):** ocorrência de agregados minerais de Psb, Ap e Zm em meta-riodacito com impregnação de (hidr)óxidos de Fe na matriz [#AVC31; Imagem de Microscopia Electrónica de Alta Resolução]. Critérios de abreviação como na **Figura IV-2**.





Por fim importa mencionar três exemplares (V70, VM77-1 e VM77-2) cujo arranjo textural (textura intersertal) aponta para uma génese subvulcânica, não obstante o avançado estado de transposição de fases minerais e texturas originais poder levar a interpretações erróneas. A lâmina V70 revela substituição intensa das fases minerais primárias, em particular pseudomorfose quase total de feldspatos *s.l.* por uma associação que inclui sericite, clorite, anquerite e calcite. Um evento de fracturação, desencadeado possivelmente por brechificação hidráulica, terá conduzido a um incremento localizado de permeabilidade subsequentemente selada por clorite e carbonatos. Acresce referir ao carácter polifásico da alteração, a presença de texturas primárias relativamente preservadas, do tipo “sandwich” (lamelas de ilmenite em magnetite), pseudomorfizadas por óxidos de Ti, maioritariamente do tipo rútilo. De destacar ainda a ocorrência de baddeleyite, um óxido de zircónio da família do zircão, que apenas foi identificado na presente amostra com recurso a microsonda electrónica.

As amostras VM77-1 e VM77-2 são texturalmente semelhantes à anterior com a diferença de nestas se identificarem abundantes cristais de quartzo, fortemente corroídos e com evidências de acomodação da deformação. Por outro lado a alteração circunscreve-se a sericitização forte das fases primárias (feldspatos) e da matriz, sendo a clorite e os carbonatos fases subordinadas. As fases minerais acessórias compreendem óxidos de Ti (rútilo (?)), (hidr)óxidos de Fe e zircão. Estes exemplares registam também efeitos de forte partição da deformação, possivelmente acomodada em dois eventos conforme denunciado pelo *fabric* dos filossilicatos.

Importa ainda fazer menção a dois exemplares com génese vulcanoclástica (VC66 e VC69), que à luz do que foi referido para a região do Roxo, apresentam má calibração e maior abundância de mineraloclastos relativamente ao conteúdo matricial. A matriz destes metatufos (*clast-supported*) é composta por quartzo e filossilicatos, em particular uma mistura (ou inter-estratificação) de sericite/moscovite e clorite. Estas fácies desenvolvem tipicamente foliação, em resposta à deformação gerando, adicionalmente, microestruturas análogas às que foram apresentadas nos parágrafos anteriores. O evento que marca a deposição de filossilicatos responsáveis pela alteração da amostra desenvolve-se ante-pico metamórfico, havendo reforço pós-pico metamórfico, com neoformação de agregados grosseiros de sericite não deformados. No que respeita às fases minerais acessórias contabilizam-se apatite, zircão, rútilo, goethite, bem como quantidades vestigiais de calcopirite e pirite.

Na região da Figueirinha, as texturas e a mineralogia principal e acessória que caracterizam as lavas e brechas repetem-se relativamente à região de Albernoa; contudo, a alteração que afecta a matriz e controla a hidrólise dos feldspatos é essencialmente sericítica e clorítica, muitas vezes acompanhada por carbonatação tardia, destacando-se aqui a ausência de epidoto. Por outro lado, é de referir a presença de fácies fortemente afectadas por processos de alteração, em particular cloritização e sericitização desenvolvidas no decurso de evento que antecede o pico metamórfico, com reforço pós-pico metamórfico (e de deformação). A mineralogia acessória destas fácies alteradas compreende por vezes pirite e calcopirite (vestigial). Esta região é ainda caracterizada pela ocorrência de fácies de natureza **dacítica**,

compostas por fenocristais de feldspato (albite), quartzo e quantidades acessórias de anfíbola, para além de óxidos de Ti e (hidr)óxidos de Fe. A alteração dos feldspatos é variável e a matriz exhibe, em regra, cloritização forte, geralmente acompanhada por deposição considerável de epidoto, mercê da composição feldspática s.l. da matriz que, nos domínios mais preservados, apresenta micrólitos de albite.

## IV.2. Rochas Intermédias

Os termos metavulcânicos intermédios, subordinados relativamente aos félsicos, possuem a sua maior extensão no sector SW do CVS (aflorante) de Ervidel-Roxo, sem prejuízo da ocorrência de pequenos afloramentos mal preservados noutros sectores. Na região de Albernoa identificou-se apenas um afloramento mal preservado e uma amostra com possível filiação intermédia na sondagem 11-1.

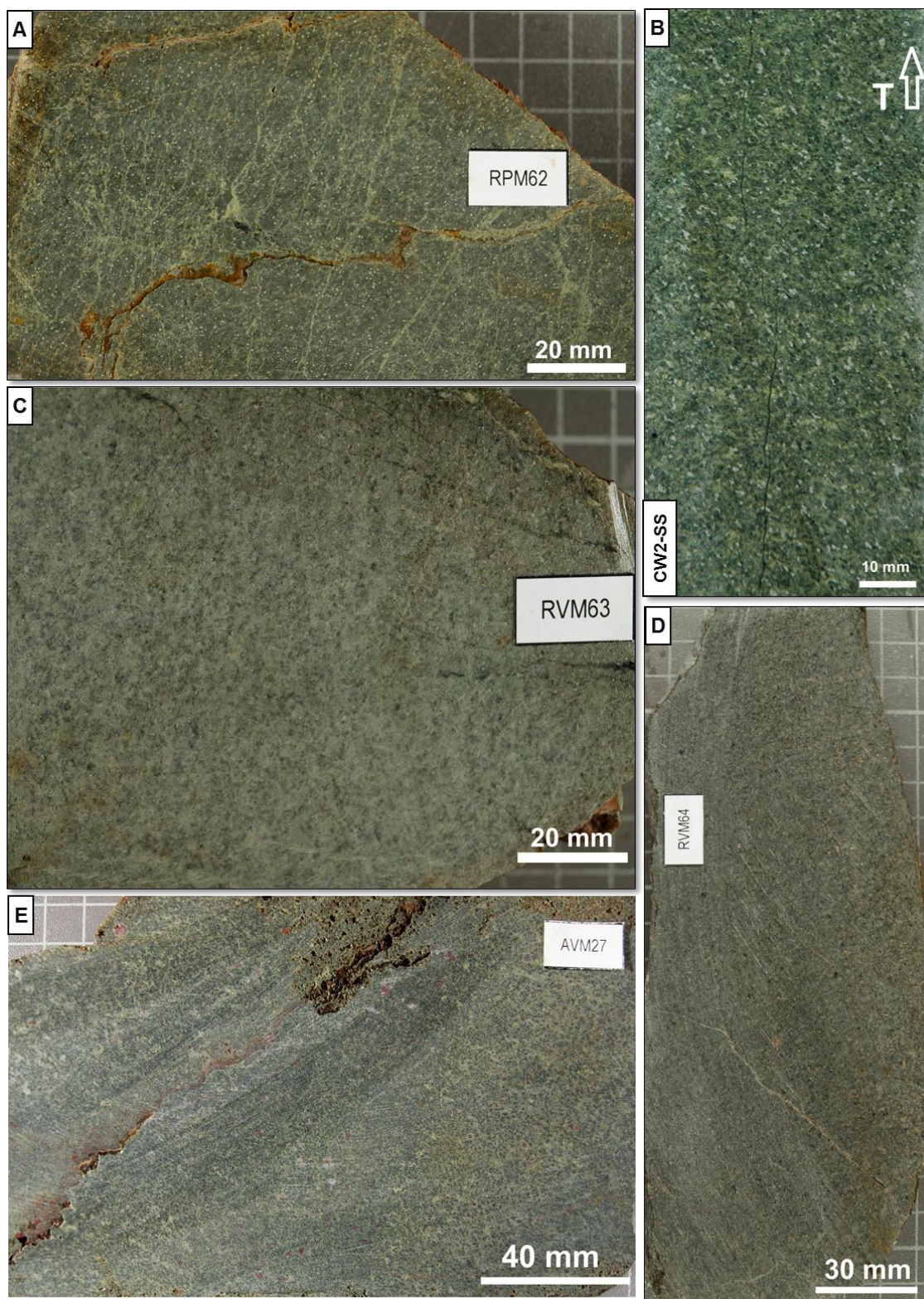
### IV.2.1. Eixo Vulcânico de Ervidel-Roxo

Nesta região, as fácies intermédias correspondem, de modo geral, a litótipos de granularidade fina a intermédia fortemente espilitizadas, exibindo coloração verde mercê do processo de espilitização (**Figura IV-6: A a D**). São compostas essencialmente por fenocristais de feldspato e fases minerais ferromagnesianas (anfíbola e/ou piroxena), variavelmente substituídas por clorite e carbonatos.

A observação petrográfica e mineralógica das fácies intermédias do eixo vulcânico de Ervidel-Roxo incidiu sobre sete lâminas polidas, às quais acrescem duas lâminas que, dada a forte transposição das texturas e mineralogia originais, suscitaram dúvidas quanto à sua natureza.

**Figura IV-6: (Página Seguinte) Selecção de características em amostras de mão de rochas intermédias para o eixo vulcânico de Ervidel-Roxo [A a D] e Figueirinha-Albernoa [E]: (A) Meta-"andesito" (a meta-dacito) de granularidade fina moderadamente cloritizado; observa-se rede de fracturação preenchida por epidoto; (B) Meta-"andesito" composto por abundantes fenocristais de feldspato e fases ferromagnesianas (piroxenas e anfíbolas), moderadamente cloritizado; (C) Meta-"andesito" de granularidade fina a intermédia com carácter maciço, moderadamente cloritizado; (D) Meta-"andesito" de granularidade fina a intermédia com carácter maciço, moderadamente cloritizado e exibindo abundantes "agulhas" de esfena dispersas ao longo da rocha; (E) Meta-"andesito" (?) possivelmente de natureza intrusiva ou subvulcânica, com evidências de alteração intensa das fases minerais primárias e neoformação de epidoto e clorite.**





De modo geral, estas fácies possuem uma composição “**andesítica**”, por vezes “**andesítica**” a **dacítia**, caracterizadas por texturas relíquia hemicristalinas, inequigranulares, por vezes intersertais (**Figura IV-7**, Fotomicrografias C e D), de granularidade fina (<1mm) a intermédia (1-5 mm), macroscopicamente afaníticas e microporíficas. A mineralogia principal identificada compreende abundantes piroxenas do tipo augite e anfíolas actinolíticas, bem como plagioclase dominada por molécula albítica. De salientar que, em algumas amostras (e.g. **Figura IV-7**, Fotomicrografias A e B), as piroxenas possuem as orlas de alteração para anfíbola (actinolite), frequentemente acompanhada por clorite e/ou esfena e/ou calcite e/ou epidoto. Os fenocristais de feldspato alcalino são subordinados e os fenocristais de quartzo surgem em conteúdos variáveis, tipicamente exibindo forte dissolução dos bordos e homogeneização com a matriz (e.g. **Figura IV-7**, C e D). É importante referir que em muitas das amostras se observa quartzo secundário, resultante de processos de adição de sílica tardios relativamente à génese da rocha [e.g. produto de processos de hidrólise de outras fases minerais primárias (feldspatos, piroxenas, anfíolas); quartzo de exsudação].

A matriz destas amostras é microcristalina, por vezes exibindo micrólitos de plagioclase (albite) chegando a definir texturas fluidais, mais raramente acompanhados por quartzo micro a criptocristalino. A alteração é moderada a forte, caracterizada por uma associação mineral que compreende clorite, epidoto e calcite, por vezes acompanhada por sericite. À semelhança do que acontece com as rochas félsicas, a albite, presente nos fenocristais e na matriz é, possivelmente, de origem metassomática (ou metamórfica), resultando de reajustamentos composicionais de plagioclases originalmente cálcicas. No caso dos fenocristais de plagioclase, observam-se diversas intensidades de saussuritização (epidoto  $\pm$  albite  $\pm$  sericite  $\pm$  calcite  $\pm$  quartzo), por vezes acompanhada de carbonatação ante- ou sin-deformação, pois possui características imputáveis à deformação com subsequente recristalização.

A mineralogia acessória compreende esfena e óxidos de Ti (e.g. rútilo e pseudo-rútilo), apatite, pirite e zircão. Em regra, a pirite ocorre disseminada em associação com clorite ou calcite sendo por vezes acompanhada de calcopirite  $\pm$  esfalerite  $\pm$  galena  $\pm$  sulfo-arsenetos de ferro e cobalto, em conteúdos vestigiais, identificados com recurso a microscopia electrónica de alta resolução. De salientar também a ocorrência vestigial de barite, fases minerais portadoras de elementos das terras raras (essencialmente monazite), sulfuretos de Fe e Ni e ainda espinelas cromíferas, também elas identificadas com recurso a microscopia electrónica. A esfena apresenta características e relações de substituição previamente apresentadas na subsecção IV.1. De salientar contudo que, na amostra RVM64, esta fase se desenvolve tipicamente ao longo de corredores de alteração, correspondendo claramente uma fase secundária, associada possivelmente ao evento metassomático ou de metamorfismo regional, acompanhando a clorite. É de destacar ainda que alguns dos cristais de esfena poderão resultar da alteração de fases minerais primárias cálcico-magnesianas, em particular, de piroxena; no entanto, não foram observadas relíquias destas fases minerais associadas àquela. Adicionalmente a amostra apresenta textura intersertal e é constituída essencialmente por plagioclase (albite), apontando para uma génese subvulcânica; contudo na

ausência de critérios de campo que apontem neste sentido, põe-se a hipótese desta corresponder, alternativamente, a uma porção interior de uma escoada lávica que se encontra protegida por uma carapaça exterior, devendo a sua textura microgranular e intersertal ao arrefecimento lento, protegido do exterior.

Saliente-se ainda a ocorrência de um óxido de Ti, Fe e Mn, em relação textural de substituição com a esfena, cuja génese se pensa ser tardia, estando muito possivelmente associado a uma etapa evolutiva marcada por assinalável oxidação do sistema.

Ainda neste âmbito, uma breve nota deve ser feita aos dois exemplares (RL37 e RL44) previamente referidos, pois a sua classificação é ambígua dado o estado avançado de alteração que exibem. Esta última é traduzida pela substituição de fases minerais primárias por epidoto e calcite, denunciando conteúdos primários relevantes em fases cálcicas ou pelo menos ricas em cálcio, nomeadamente plagioclase, piroxenas e anfíbolos. A matriz, de natureza quartzo-feldspática apresenta também quantidades muito significativas de clorite e epidoto.

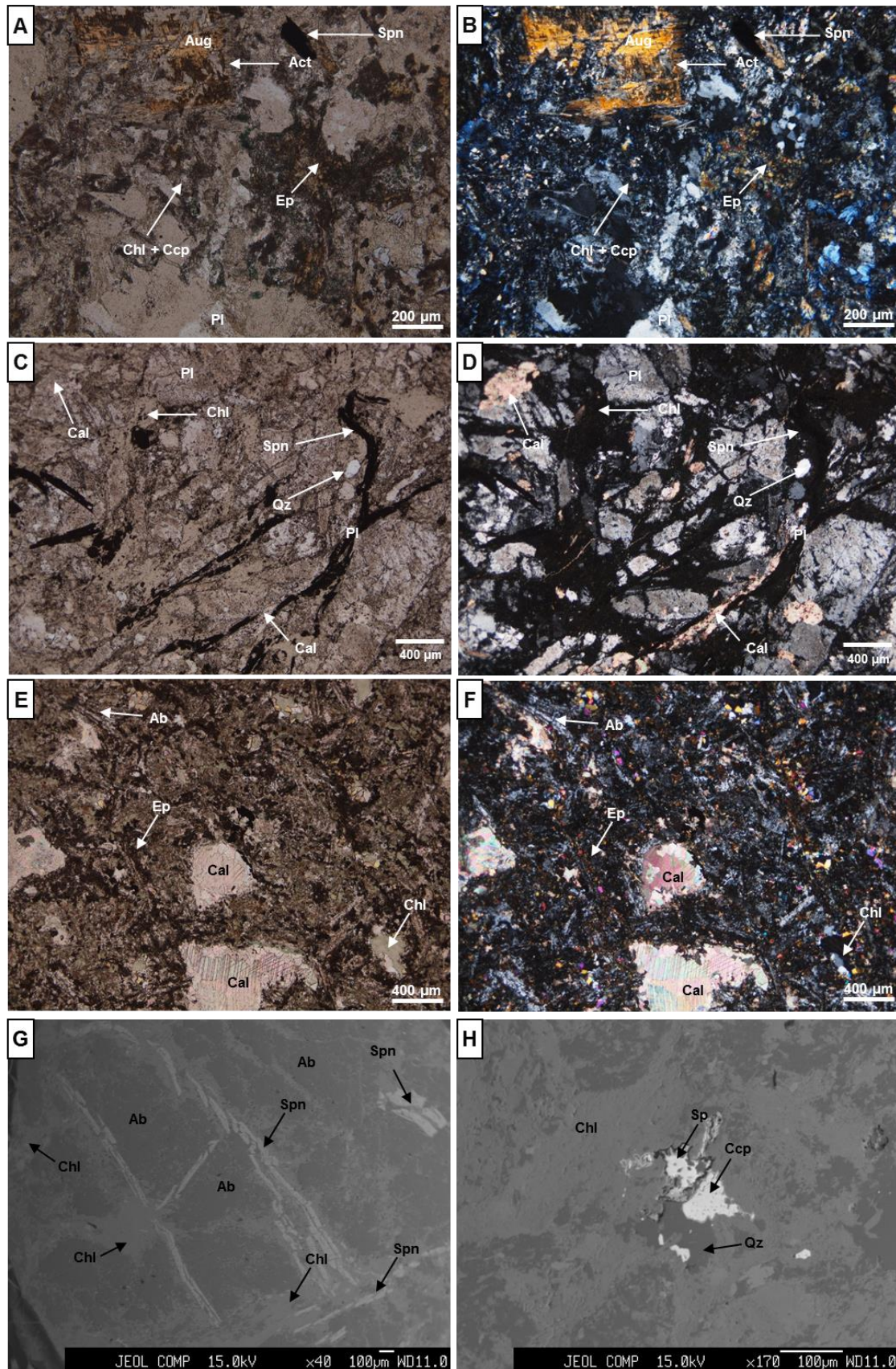
#### IV.2.2. Eixo Vulcânico Figueirinha-Albernoa

A análise petrográfica das fácies intermédias nesta região incidiu apenas sobre uma lâmina polida (AVM27), fortemente espilitizada, mas de natureza **dacítica-"andesítica"** provável. É caracterizada por forte carbonatação, epidotização e cloritização das fases minerais primárias, bem como da matriz rica em albite. A textura intersertal contém abundantes grãos de calcite, epidoto, albite para além de actinolite (anfíbola) em quantidade acessória, cuja génese deverá ser secundária, decorrente do metassomatismo oceânico ou metamorfismo regional. O epidoto desenvolve-se em duas gerações distintas, uma anédrica submicroscópica e outra euédrica, formando agregados de cristais euédricos prismáticos. Do mesmo modo, a carbonatação ter-se-á desenvolvido em duas fases, uma ante-pico metamórfico (e de deformação), caracterizada por cristais de grandes dimensões que preenchem anisotropias primárias (?) com os planos de clivagem arqueados e, uma geração posterior, que poderá resultar da recristalização da primeira ou de um novo pulso de carbonatação. A cloritização é particularmente intensa e afecta sobretudo a matriz, surgindo ainda como principal preenchimento de anisotropias. Acessoriamente ocorrem abundantes (hidr)óxidos de Fe, em particular hematite, em regra associada aos carbonatos.

**Figura IV-7:** (Página seguinte): **Fotomicrografias e imagens composicionais de aspectos particulares de meta-"andesitos" e meta-"andesitos"-dacitos dos eixos vulcânicos de Ervidel-Roxo (A-D e G-H) e de Figueirinha-Albernoa (E-F):** **Fotomicrografias (A) e (B):** fenocristal de Aug com as orlas substituídas por Act; presença de cristais de Spn; matriz albítica, fracamente alterada para Chl e Ep [#RVM63; LT-// (A) & LT-X (B); Ampl. 10X]; **Fotomicrografias (C) e (D):** textura intersertal em meta-"andesito" (?) composto essencialmente por Pl; presença de Cal, Chl e Spn nos interstícios. Qz fortemente corroído [#RVM64; LT-// (C) & LT-X (D); Ampl. 5X]; **Fotomicrografias (E) e (F):** forte transposição de fases minerais primárias para Ep, Cal e Chl, em fácies "andesítica"-dacítica [#AVM27; LT-// (E) & LT-X (F); Ampl. 5X]; **Imagem composicional (G)** corredores de alteração com Chl e agulhas de Spn [#RVM64; imagem de microscopia electrónica de alta resolução]; **Imagem composicional (H):** Ccp e Sp



associadas a Qz e Chl em fácies intermédia [#RPM62; imagem de microscopia electrónica de alta resolução]. Critérios de abreviação como na **Figura IV-2**







---

---

## CAPÍTULO V

---



## V. QUÍMICA MINERAL

O presente capítulo reporta as variações composicionais das principais fases minerais (essenciais e acessórias) que caracterizam as rochas vulcânicas que compõem os eixos vulcânicos de Ervidel-Roxo e de Figueirinha-Albernoa. Neste âmbito, de entre as amostras examinadas petrograficamente, seleccionaram-se 39 lâminas polidas, das quais 19 representam o eixo vulcânico de Ervidel-Roxo, 6 a extremidade WNW do eixo Figueirinha-Albernoa e 14 a extremidade ESE do mesmo eixo. A caracterização química das fases minerais permite detalhar a génese e evolução das fácies que compõem o CVS das áreas em estudo, dando indicações de base para outras interpretações geoquímicas. Realizaram-se 2361 análises em fases minerais que se distribuem pelo grupo dos silicatos [feldspatos, piroxenas, anfíbolos, esfena (= titanite), moscovite (incluindo variedades microgranulares genericamente denominadas como sericite), clorite, epidoto e zircão], dos carbonatos (calcite e dolomite-anquerite), fosfatos (apatite-fluorapatite, monazite e xenótimo), sulfuretos (calcopirite, pirite, pirrotite e esfalerite) e óxidos (magnetite, hematite, ilmenite, goethite, rutilo, pseudorútilo/pseudobrookite e óxidos de Fe e Mn s.l.).

Dado o carácter confidencial dos dados tratados neste trabalho, não é possível apresentar as análises efectuadas, embora estas possam ser consultadas em Mateus *et al.*, (2015); as projecções gráficas e, sempre que possível, a indicação dos valores de tendência central para as diferentes distribuições de valores, permitem obviar esta dificuldade. O tratamento dos dados foi realizado com base num programa em C++ que permitiu: (i) extrair os dados brutos da workstation de controlo da microsonda; (ii) transformar os dados extraídos de percentagens ponderais em percentagens atómicas; (iii) testar a análise de modo a fazer uma classificação prévia do grupo mineralógico; (iv) comparar as proporções atómicas já calculadas com modelos matemáticos internos da estequiometria dos minerais componentes do grupo mineralógico presumido pelo próprio programa, calculando simultaneamente as proporções atómicas e as massas ponderais dos elementos não analisáveis, mas teoricamente presentes, quando é caso disso, e repartindo os elementos de múltipla valência pelas várias valências de acordo com as exigências da estequiometria, sempre que necessário; e (v) avaliar a qualidade da análise assim tratada, verificando a sua adequação e qualidade, suportando a emissão de um relatório final com as análises que passaram os testes de identificação e qualidade definidos internamente (Mateus *et al.*, 2015).

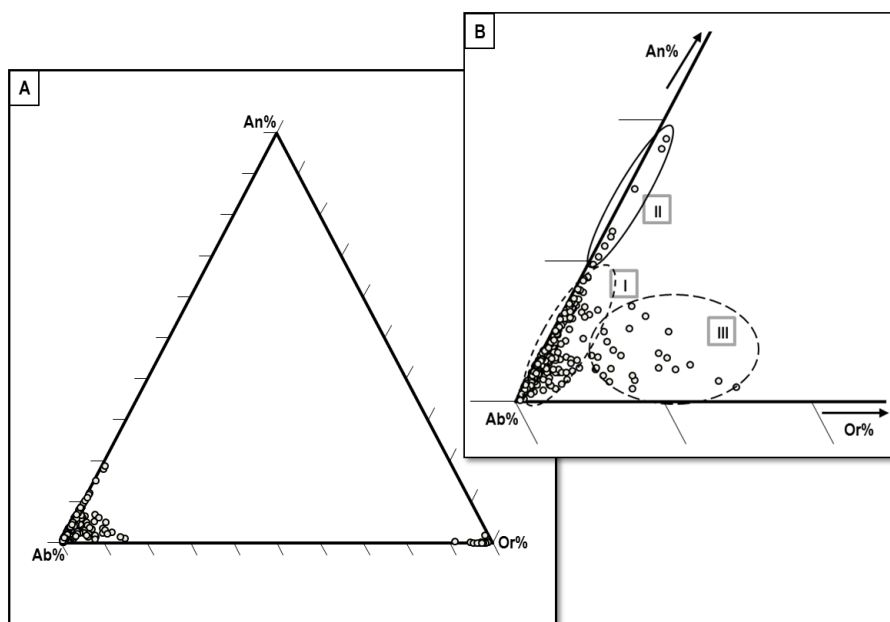
### V.1. Silicatos

#### V.1.1. Grupo dos feldspatos

Os feldspatos constituem, em regra, a par com o quartzo, a fase mineral mais abundante nos metavulcanitos analisados. Para a caracterização da variabilidade composicional desta fase mineral efectuaram-se 349 análises em 32 amostras. Os feldspatos ocorrem tipicamente sob a forma de fenocristais

com hábito euédrico a subédrico (apresentando indícios de hidrólise variável) e/ou na matriz sob a forma de micrólitos ou intercrescidos com quartzo; em casos pontuais acompanham óxidos de Fe ao longo de veios. Os feldspatos integram o grupo dos tectossilicatos e são caracterizados pela fórmula geral  $MT_4O_8$ , onde idealmente a posição tetraédrica T é preenchida pelos cátions  $Si^{4+}$  e  $Al^{3+}$  e a posição M é ocupada preferencialmente pelos cátions  $K^+$ ,  $Na^+$  e  $Ca^{2+}$ . Tendo em consideração o seu quimismo, o grupo dos feldspatos pode ser classificado com base num sistema ternário  $NaAlSi_3O_8$  (Albite, Ab) -  $CaAl_2Si_2O_8$  (Anortite, An) e  $KAlSi_3O_8$  (Feldspato K, Or) (Deer *et al.*, 2008).

Com base nas análises químicas determinou-se a fracção molar de cada um dos componentes, projectados num diagrama ternário An-Ab-Or (**Figura V-1**); da análise desta figura ressalta, por um lado, uma nítida separação entre duas famílias principais, feldspatos K e plagioclases (**Figura V-1**, A) e por outro, a existência de mais que uma subfamília de plagioclases e dispersão no sentido do campo da ortoclase (**Figura V-1**, B).



**Figura V-1:** (A) Diagrama triangular An% (Anortite) - Ab% (Albite) - Or% (Ortoclase) (adaptado de Deer *et al.*, 2008); percentagens das fracções molares calculadas com base nas proporções catiónicas de Ca, Na e K para a totalidade de feldspatos observados em rochas metavulcânicas constituintes do CVS da região de Ervidel-Roxo e Figueirinha-Albernoa; (B) ampliação do diagrama (A) com a discriminação das três famílias principais de feldspatos: albite, I; albite-oligoclase, II e albite-ortoclase, III.

O subconjunto de composições melhor representado nas rochas vulcânicas do CVS das duas regiões vulcânicas em estudo é o que engloba a albite (**Figura V-1**, B, subconjunto I), sobretudo pelo facto dos processos diagenéticos e metamórficos favorecerem também a sua formação para além de feldspato K. Os resultados obtidos para análises que integram o subconjunto I (**Tabela V-1**) revelam conteúdos molares em Or%  $[(K/Na + Ca + K) \times 100]$  inferiores a 10% e em An%  $[(Ca/Na + Ca + K) \times 100]$  compreendidos entre 0,1 e 9,722%. Os valores Ab%  $[(Na/Na + Ca + K) \times 100]$  inferiores a 90% não são explicados por incorporação de Ca em conteúdos apreciáveis (*i.e.*, An% > 10%) mas sim de K,

podendo em alguns casos tal acréscimo em potássio ser aparente, traduzindo “contaminação analítica” por micas brancas (sub)micrométricas resultantes dos processos de hidrólise (subconjunto III). O subconjunto das albites encontra-se representado em todos os litótipos (riólitos, riodacitos, dacitos e andesitos). O subconjunto III, sub-representado (7 análises) nas amostras analisadas, distribui-se essencialmente pelas rochas intermédias da região do Roxo e pelas de natureza riodacítica a dacítica da região de Albernoa, sendo caracterizado por  $Ab\%_{89,250-80,466}$  e  $An\%_{18,659-10,256}$ . A abundância relativamente baixa de plagioclases, sobretudo ao nível das rochas intermédias, deve-se ao facto dos termos cálcicos possuírem taxas de vulnerabilidade química elevadas, sendo consequentemente sujeitos a processos de epidotização, carbonatação e sericitização, como demonstrado na secção IV, dedicada à petrografia.

**Tabela V-1:** Amplitude composicional (média, desvio padrão, mediana, valor máximo e mínimo) das albites inclusas nas rochas félsicas e intermédias que compõem os eixos vulcânicos de Ervidel-Roxo e Figueirinha-Albernoa.

	Localização	Litótipo	Média	Desvio Padrão	Mediana	Máximo	Mínimo	n
<b>An%</b>	Albernoa	Félsicas	3,806	2,173	3,213	9,494	0,295	104
	Albernoa	Intermédias	3,296	2,500	2,143	8,669	0,931	15
	Figueirinha	Félsicas	2,641	1,699	2,406	7,129	0,308	81
	Roxo	Félsicas	1,930	1,354	1,427	5,847	0,100	53
	Roxo	Intermédias	3,022	2,044	2,511	9,722	0,498	70
<b>Ab%</b>	Albernoa	Félsicas	95,270	2,555	95,811	99,508	87,182	104
	Albernoa	Intermédias	95,807	2,838	96,667	98,862	91,022	15
	Figueirinha	Félsicas	96,569	2,235	97,024	99,692	88,613	81
	Roxo	Félsicas	97,331	1,712	97,784	99,600	91,642	53
	Roxo	Intermédias	96,223	2,487	96,878	99,303	88,754	70
<b>Or%</b>	Albernoa	Félsicas	0,924	1,569	0,403	7,833	0,000	104
	Albernoa	Intermédias	0,897	1,078	0,408	3,979	0,198	15
	Figueirinha	Félsicas	0,790	1,247	0,303	7,971	0,000	81
	Roxo	Félsicas	0,739	1,221	0,399	0,739	0,000	53
	Roxo	Intermédias	0,755	1,297	0,311	8,495	0,000	70

Os feldspatos potássicos apresentam variabilidade composicional relativamente baixa: conteúdos  $Or_{91-99}$ , revelando em média  $[3,531\pm3,348]$  Ab% para a região de Albernoa (o que denuncia forte variabilidade do conteúdo albitico, com mediana de 1,458) e  $[2,429\pm0,872]$  Ab% para a região do Roxo (mostrando, em oposição, maior homogeneidade no conteúdo albitico); **Tabela V-2**. Este conjunto de feldspatos tem pouca expressão no total de análises efectuadas e representa um número muito restrito de amostras, nomeadamente, as de referência 11-1-D, 11-1-L e RVC51. Nas lâminas polidas 11-1-D e 11-1-L ocorrem juntamente com epidoto (produto de hidrólise de feldspatos primários), ao passo que na amostra RVC51 ocorrem como fase matricial, preenchendo também veios e filonetes tardios em associação com (hidr)óxidos de Fe.

**Tabela V-2:** Amplitude composicional (média, desvio padrão, mediana, valor máximo e mínimo) dos feldspatos potássicos observados num conjunto restrito de amostras da região de Alburnoa e do Roxo.

	Localização	Litótipo	Média	Desvio Padrão	Mediana	Máximo	Mínimo	n
%An	Alburnoa	Félsicas	0,466	0,753	0,104	1,810	0,101	5
	Roxo	Félsicas	0,037	0,066	0,000	0,208	0,000	14
%Ab	Alburnoa	Félsicas	3,531	3,348	1,458	8,723	0,958	5
	Roxo	Félsicas	2,429	0,872	2,331	4,550	1,155	14
%Or	Alburnoa	Félsicas	96,002	3,141	97,231	96,002	91,064	5
	Roxo	Félsicas	97,534	0,853	97,669	98,739	95,450	14

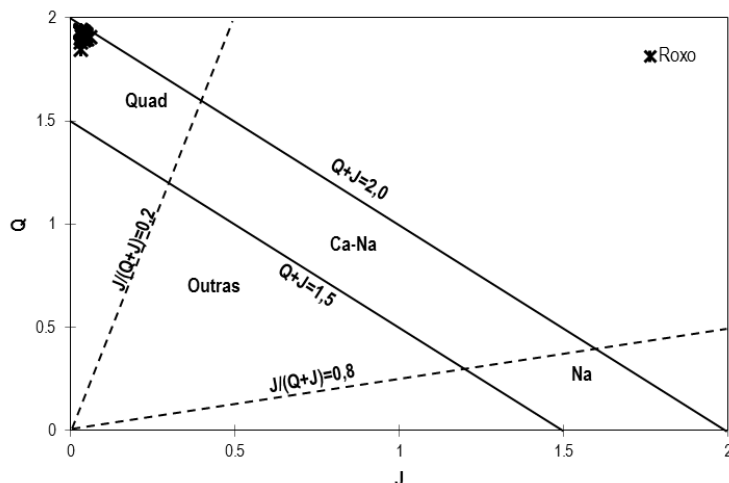
De acordo com os dados disponíveis, a composição mediana das albites e das oligoclases que caracterizam os eixos vulcânicos de Ervidel-Roxo e Figueirinha-Alburnoa vem igual a  $(Na_{0,945}Ca_{0,024}K_{0,004})(Si_{2,979}Al_{1,011})O_8$  e  $(Na_{0,848}Ca_{0,116}K_{0,005})(Si_{2,876}Al_{1,068})O_8$ , respectivamente. No que respeita aos feldspatos potássicos, a composição mediana calculada cifra-se em  $(K_{0,931}Na_{0,021})(Si_{3,004}Al_{0,985})O_8$ .

### V.1.2. Grupo das piroxenas

As piroxenas ocorrem sob a forma de fenocristais nas rochas intermédias que compõem o CVS na região do Roxo. Efectuaram-se 47 análises em 3 amostras representativas dessas fácies. Os grãos analisados apresentam geralmente hábitos euédricos a subédricos, ainda que, na maioria das situações, apenas seja possível distinguir relíquias envolvidos por anfíbola, clorite, epídoto, calcite e esfena (?).

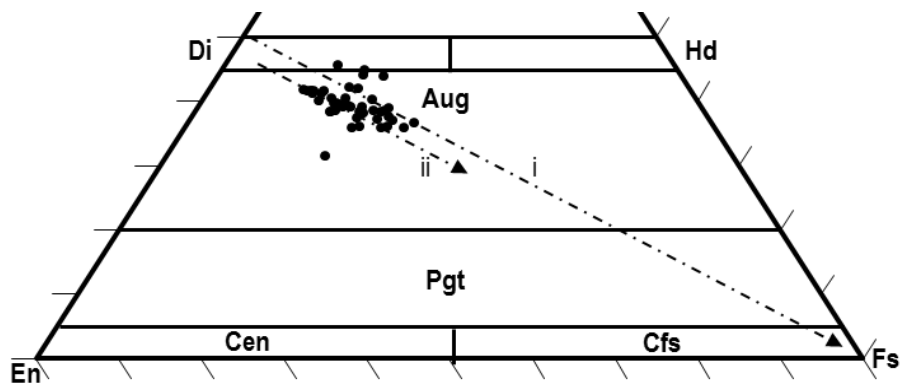
A fórmula geral que transcreve o grupo da piroxena é  $M2(R^{2+})M1(R^{2+})T_2(2R^{4+})O_6$ , em que T representa a posição tetraédrica ocupada pelo silício, e M1 e M2 as duas posições em coordenação octaédrica que alojam tipicamente catiões divalentes ( $R^{2+}$ ) (Morimoto *et al.*, 1998).

O diagrama J-Q [ $J = 2Na$  e  $Q = Ca + Mg + Fe^{2+}$ ] (Morimoto *et al.*, 1988) apresentado na **Figura V-2** mostra que todas as piroxenas analisadas possuem Ca-Mg-Fe como elementos maiores, pertencendo assim ao grupo químico “quadrilateral”, apresentando ainda relativa homogeneidade composicional.



**Figura V-2:** Projecção das piroxenas que caracterizam as rochas intermédias do CVS do eixo vulcânico de Ervidel-Roxo no diagrama discriminante J-Q (Morimoto et al., 1988).

Para efeitos de classificação e avaliação de eventuais amplitudes composicionais no conjunto analisado de piroxenas, recorreu-se à projecção das mesmas no sistema quadrilateral  $Mg_2Si_2O_6$  (enstatite, En) –  $Fe_2^{2+}Si_2O_6$  (ferro-silite, Fs) –  $CaMgSi_2O_6$  (diópsido, Di) e  $CaFe^{2+}Si_2O_6$  (hedembergite, Hd) (**Figura V-3**), seguindo as recomendações da CNMMN-IMA (Morimoto et al., 1988). De acordo com estes autores, as soluções sólidas para os termos finais das piroxenas quadrilaterais são expressas em % molar de enstatite ( $En\% = 100 \cdot Mg / (Ca + Mg + \sum Fe)$ ), ferro-silite ( $Fs\% = 100 \cdot \sum Fe / (Ca + Mg + \sum Fe)$ ) e wollastonite ( $Wo\% = 100 \cdot Ca / (Ca + Mg + \sum Fe)$ ), onde  $\sum Fe = Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn$ .



**Figura V-3:** Projecção das piroxenas observadas nas rochas intermédias da região do Roxo no sistema quadrilateral  $Mg_2Si_2O_6$  (enstatite, En) –  $Fe_2^{2+}Si_2O_6$  (ferro-silite, Fs) –  $CaMgSi_2O_6$  (diópsido, Di) e  $CaFe^{2+}Si_2O_6$  (hedembergite, Hd).

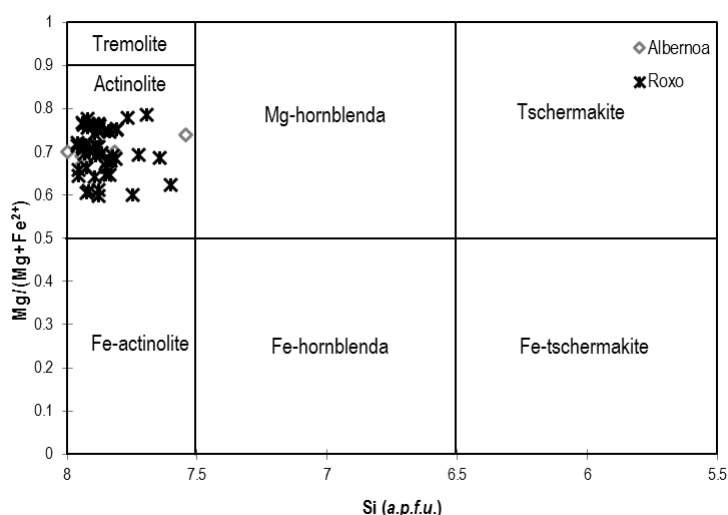
A análise da **Figura V-3** mostra que parte substancial das análises se projectam no campo da augite, salvo um pequeno conjunto que se localiza na transição para o campo do diópsido. Adicionalmente, verifica-se uma clara tendência de enriquecimento no sentido da ferrosilite, mas com desvio considerável

relativamente ao vector de substituição principal (i → ii). A composição química das piroxenas que caracterizam o CVS da região do Roxo vem assim expressa na forma  $En_{49-36}Wo_{27-11}Fs_{8-22}$ , mostrando uma amplitude de variação composicional não negligenciável.

### V.1.3. Grupo das anfíbulas

As anfíbulas, à semelhança das piroxenas, concentram-se em fácies de composição intermédia e surgem quer sob a forma de fenocristais, quer sob a forma de agulhas inclusas na matriz. Realizaram-se 56 análises em 6 amostras seleccionadas.

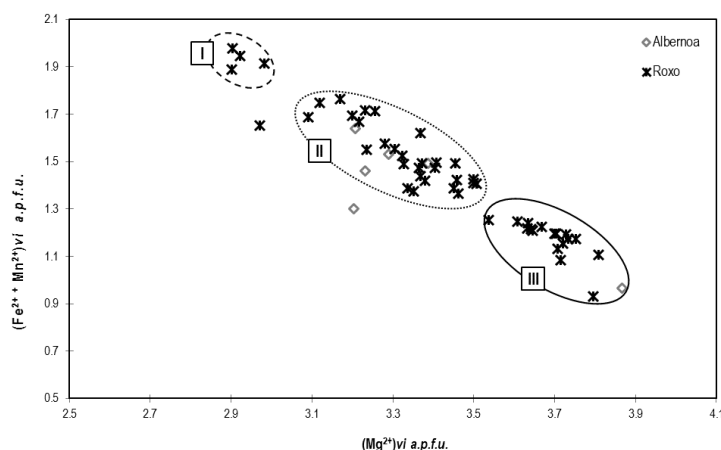
A fórmula geral das anfíbulas é dada, segundo as recomendações da CNMMN-IMA, por  $AB_2^{VI}C_5^{IV}T_8O_{12}(OH)_2$  (Leake *et al.*, 1997, 2004).



**Figura V-4:** Diagrama de classificação das anfíbulas de acordo com Leake *et al.* (1997), com projecção das anfíbulas analisadas em rochas metavulcânicas das regiões do Roxo e de Alvernoa.

A totalidade das anfíbulas analisadas pertencem ao grupo cálcico com  $(Ca + Na)_B \geq 1$  a.p.u.f., projectando-se no campo das actinolites, embora apresentando  $0,6 < Mg/(Mg + Fe^{2+}) < 0,8$  e um desvio no sentido da hornblenda magnésiana. Esta dispersão pode ser explicada pela incorporação de  $(Fe^{2+} + Mn^{2+})^{vi}$  na posição idealmente ocupada por  $(Mg^{2+})^{vi}$  (**Figura V-5**), a qual é tanto maior quanto menor for o conteúdo em  $Mg^{2+}(iv)$ . A projecção Mg vs. (Fe+Mn) coloca em evidência três subconjuntos (I, II e III), mas não permite explicar a dispersão observada na **Figura V-4**, isto porque a incorporação de  $Fe^{2+}$  e Mn não explica a quebra registada para a totalidade de análises “anómalas”. Esta última é, no entanto, justificada por um processo de substituição simples que envolve a substituição do Si por Al na posição T, verificando-se que as análises “anómalas” apresentam, tipicamente, conteúdos em Al superiores a 0,232 a.p.u.f..





**Figura V-5:** Projecção da totalidade das anfíbulas analisadas no diagrama de  $(Mg^{2+})^{iv}$  vs.  $(Fe^{2+} + Mn)^{iv}$ .

Uma nota final deve ser feita ao facto da presença de actinolite, com franco desvio no sentido da hornblenda, conjugada com a ocorrência de oligoclase nas rochas intermédias da região do Roxo e Albernoa indicar recristalização metamórfica em condições da fácies dos xistos verdes (transição zona da clorite-zona da biotite), apontando para temperaturas da ordem de 450-500°C.

#### V.1.4. Grupo das micas potássicas dioctaédricas

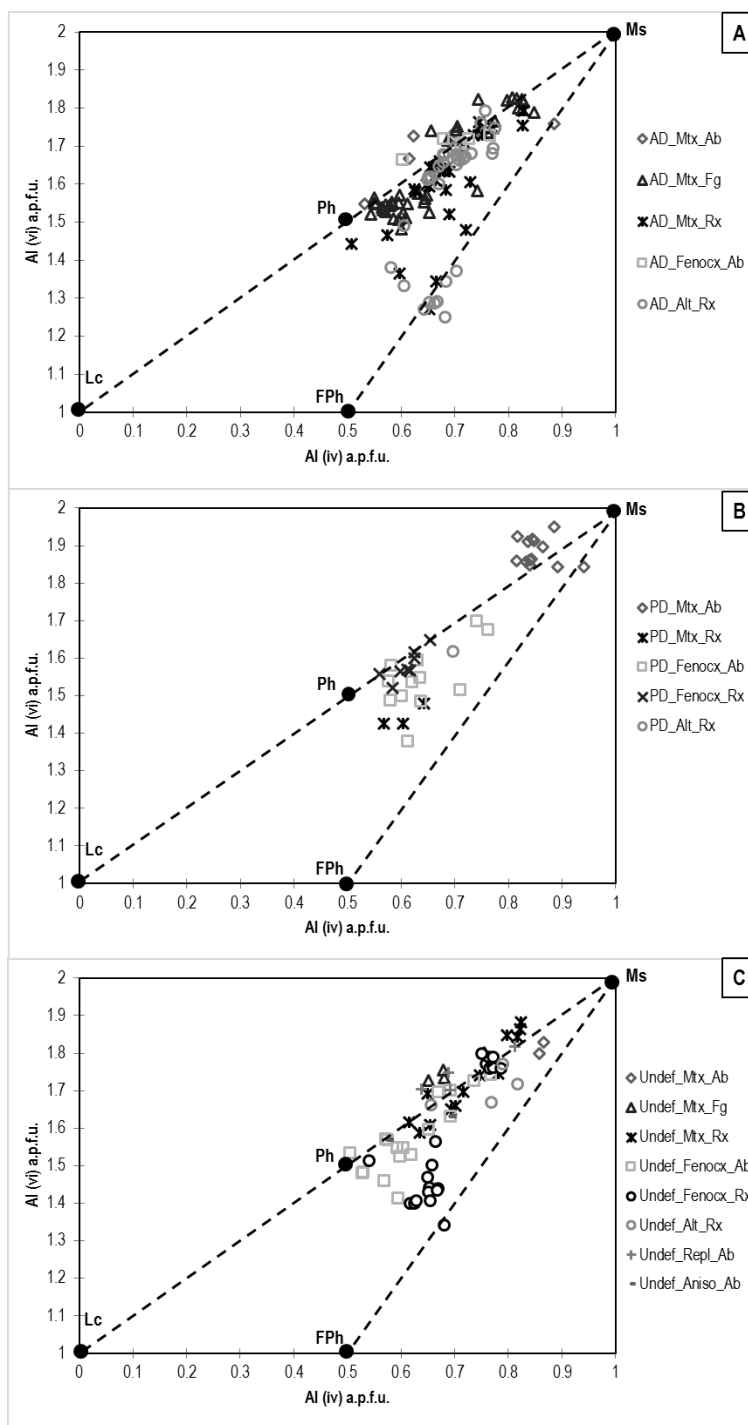
As micas potássicas dioctaédricas, designadas vulgarmente como moscovites ou sericites, constituem a principal fase de alteração das rochas vulcânicas félsicas que compõem os eixos vulcânicos de Ervidel-Roxo e de Figueirinha-Albernoa. Com efeito, esta fase mineral pode resultar do processo de alteração associado ao metassomatismo oceânico e/ou metamorfismo e/ou hidrotermalismo *s.l.* quer este seja acompanhado pela deposição sulfuretos com potencial económico ou, pelo contrário, represente uma localização distal ao sistema mineralizante. Posto isto, as análises efectuadas foram categorizadas de acordo com a cronologia relativa de eventos (*i.e.*, ante-deformação, *AD* ou pós-deformação, *PD*) e com o contexto textural que as caracteriza: *e.g.*, matriz (*Mtx*), hidrólise dos fenocristais de feldspatos (*Fenocx*), corredores de forte alteração e transposição da textura primária (*Alt*), descontinuidades (*Aniso*) e substituição indiferenciada de fases minerais primárias e da matriz (*Repl*). Num conjunto apreciável de amostras não foi possível estabelecer critérios cronológicos fidedignos; tendo apenas informações sobre o contexto textural, as análises foram categorizadas como indefinidas (*Undef*). De forma a caracterizar a variabilidade composicional das micas potássicas dioctaédricas efectuaram-se 222 análises, num total de 28 lâminas delgadas polidas.

A fórmula geral das micas é expressa por  $(R^{+})^{xii}(R_{(2-x)}^{3+}R_x^{2+}\square)^{vi}(R_{3+x}^{4+}R_{(1-x)}^{3+})^{iv}O_{10}(OH)_2$  [*e.g.* Radoslovich (1960); Velde (1967); Bailey (1984) *in* Mateus (1996)]. Deste modo, a projecção do Al na

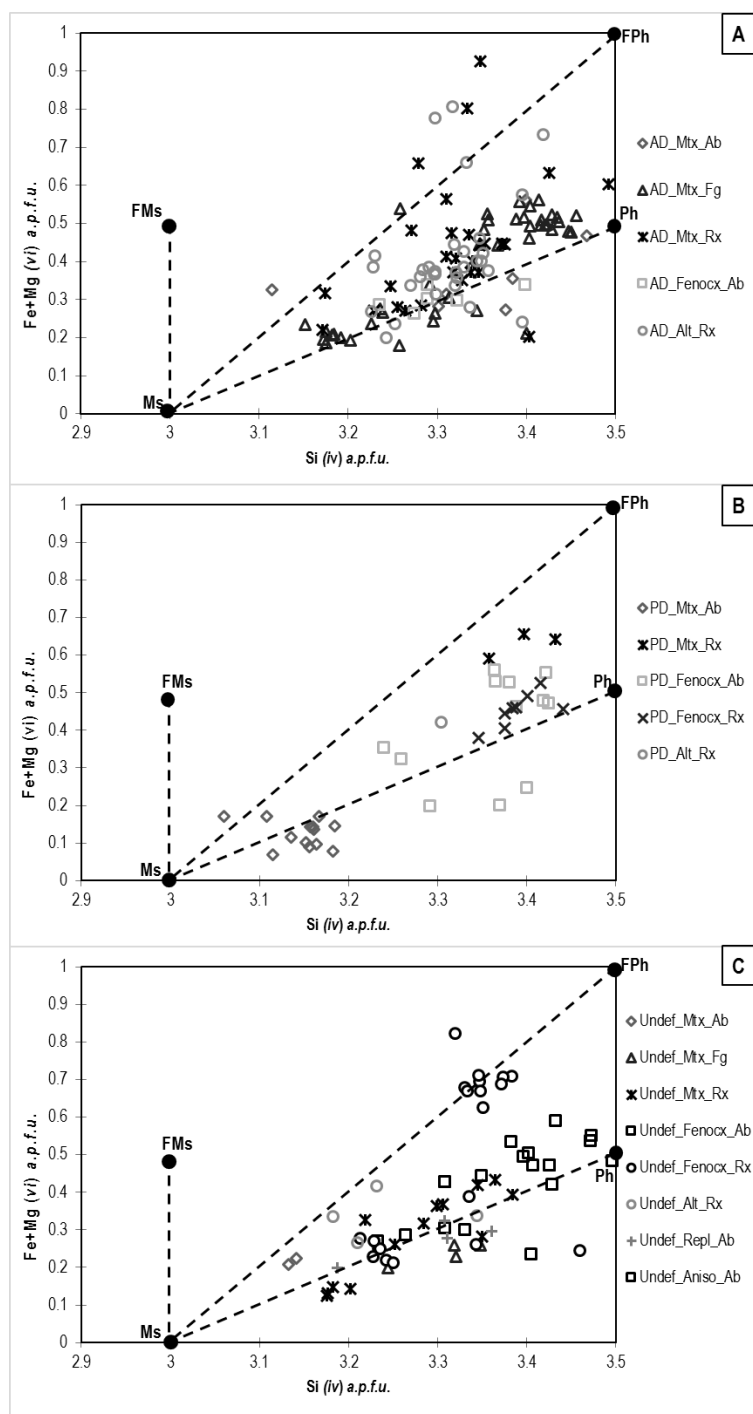
posição tetraédrica ( $Al^{iv}$ ) versus Al na posição octaédrica ( $Al^{vi}$ ) [Figura V-6] mostra que a incorporação de ( $Al^{iv}$ ) em detrimento de ( $Al^{vi}$ ) se faz essencialmente entre a moscovite (Ms) e a fengite (Ph), com importantes desvios no sentido da ferrifengite (FPh), particularmente evidente para um conjunto apreciável de micas associadas a corredores preferenciais de alteração e a domínios matriciais de alguns exemplares do Roxo. No entanto, estes desvios no sentido da ferrifengite são aparentes uma vez que não existem razões para suportar a incorporação de ferro férrico e o diagrama em causa não ponderar devidamente os preenchimentos das posições dodecaédricas e octaédricas. Adicionalmente verifica-se que as micas pós-deformação [Figura V-6, B] revelam desvios claros: (i) no sentido da componente fengítica, em domínios matriciais das amostras do Roxo, hidrólise dos fenocristais de feldspato do Roxo e Albernoa e ainda quando se localizam em corredores de alteração de amostras de Albernoa e (ii) no sentido da componente moscovítica em domínios matriciais de Albernoa. Note-se, contudo, que estas últimas exibem desvios consideráveis à linha composicional Ms-Lc.

O desvio composicional das micas anteriormente descrito pode ser em parte balanceado pelo vector de substituição  $(Mg^{2+} + Fe^{2+})^{vi} + Al^{iv} = Si^{vi} + Al^{iv}$  (Figura V-7) ainda assim, verificam-se desvios sistemáticos à linha ideal Ms-Ph para o conjunto de análises referidos na projecção ( $Al^{iv}$ ) vs. ( $Al^{vi}$ ), para além do aumento da dispersão para uma parte não negligenciável de micas descritas pelo sistema Ms-Ph. O desvio no sentido Ms-FPh materializado por um conjunto de análises que documentam a hidrólise de fenocristais de feldspato da região do Roxo é adequadamente descrito pela incorporação de Fe e Mg na posição octaédrica balanceada pelas trocas catiónicas na posição tetraédrica. Note-se, porém, que parte substancial das micas analisadas apresenta excesso de catiões divalentes não totalmente compensados pela perda de Si na posição tetraédrica.

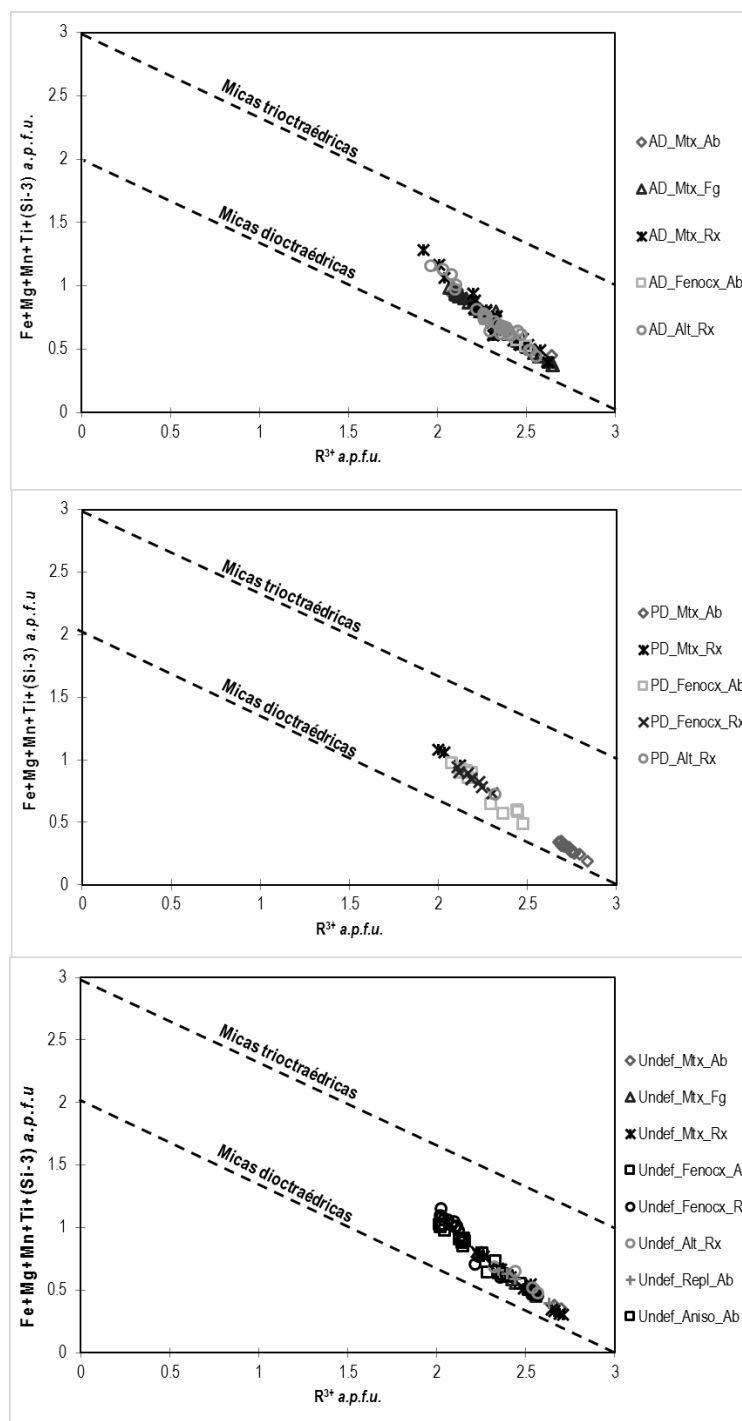
A projecção dos valores  $R^{3+}$  vs.  $Fe + Mg + Mn + Ti + (Si - 3)$  (Figura V-8) permite colocar em evidência os desvios composicionais das micas potássicas dioctaédricas relativamente ao termo ideal e no sentido das micas potássicas trioctaédricas, o que significa ocupação parcial da terceira posição octaédrica por catiões divalentes.



**Figura V-6:** Projecção das micas dioctaédricas (A) ante-deformação (AD), (B) pós-deformação (PD) e (C) de contexto cronológico indefinido (Undef) no diagrama Al (iv) vs. Al (vi), considerando ainda o seu modo de ocorrência: matricial (Mtx), associadas à hidrólise dos fenocristais de feldspato (Fenocx), ao longo de corredores de alteração (Alt), preenchimento de discontinuidades estruturais (Aniso) e ainda relacionadas com a substituição de fenocristais de fases minerais primárias e da matriz indiferenciadamente (Repl). Os extremos composicionais foram definidos com base nas composições ideais dos mesmos: moscovite (Ms)  $KAl_2(Si_3Al)O_{10}(OH,F)_2$ , fengite (Ph)  $K(Al_{1,5}R_{0,5}^{2+})(Si_{3,5}Al_{0,5})O_{10}(OH,F)_2$ , leucofilite (Lc)  $K(MgAl)Si_4O_{10}(OH,F)_2$  e ferrifengite (FPh)  $K(Mg_{0,5}Fe_{0,5}^{2+})AlFe^{3+}(Si_{3,5}Al_{0,5})O_{10}(OH,F)_2$ . Abreviaturas das fases minerais de acordo com Whitney & Evans (2010).



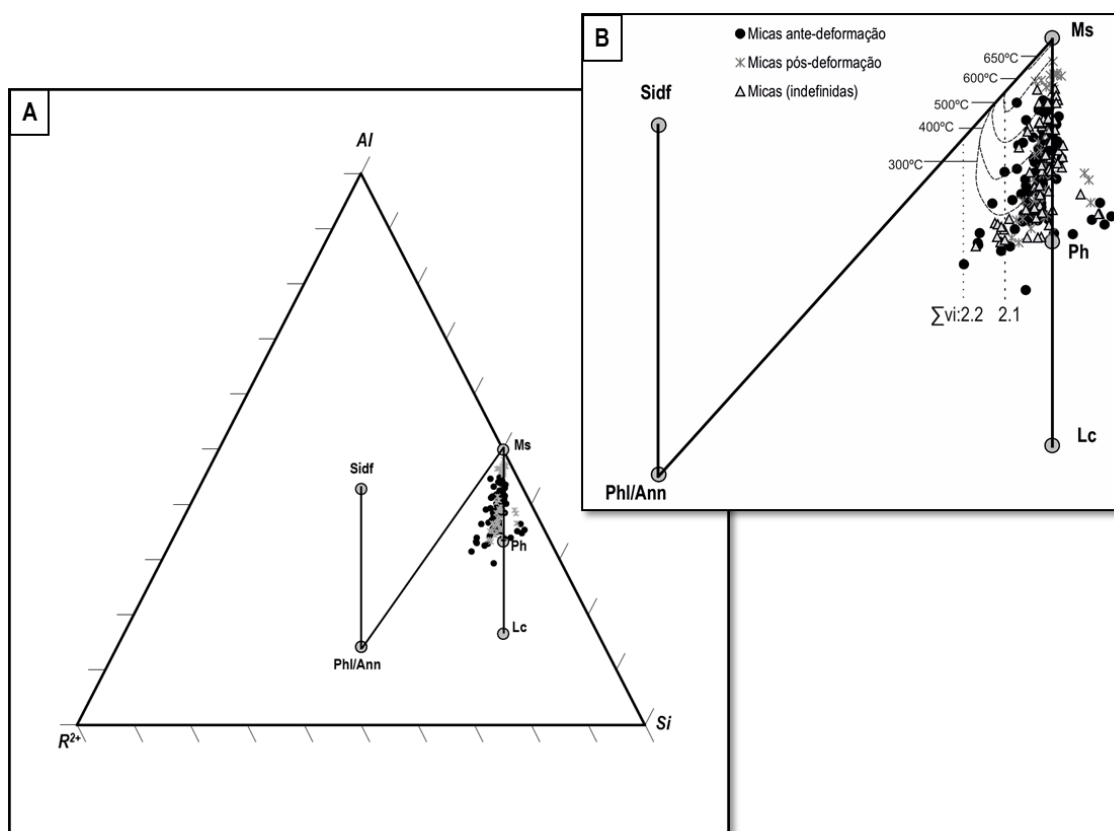
**Figura V-7:** Projecção das micas dioctaédricas (A) ante-deformação (AD), (B) pós-deformação (PD) e (C) de contexto cronológico indefinido (Undef) no diagrama Si (iv) vs. Fe+Mg (vi). Acrónimos e termos composicionais para a Ms, Ph e Ph de acordo com a **Figura V-6**. O extremo composicional da ferrimoscovite (FMs) foi obtido recorrendo à composição ideal dada por  $K(Al_{1.5}Fe_{0.5}^{3+})(Si_3Al_1)O_{10}(OH,F)_2$ .



**Figura V-8:** Projecção dos conteúdos catiónicos por unidade de fórmula expressos pela relação  $R^{3+}$  vs  $Fe + Mg + Mn + Ti + (Si - 3)$  mostrando os desvios da composição ideal das micas dioctaédricas para trioctaédricas para as micas: (A) ante-deformação (AD), (B) pós-deformação (PD) e (C) de contexto cronológico indefinido (Undef). Acrônimos de acordo com o estipulado na **Figura V-6**.

A variabilidade composicional das micas potássicas dioctaédricas pode ainda ser usada na estimativa das condições de pressão e temperatura, considerando o sistema  $K_2O - FeO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$  sob pressão constante e igual a 2 kbar e temperaturas compreendidas entre 300 e 650°C (Robert, 1981 in

Monier, 1987). A aplicação deste método experimental às micas potássicas dos sistemas naturais exige a avaliação de possíveis desvios composicionais atribuíveis às eventuais trocas catiónicas, em particular aquelas que envolvem os catiões  $R^{2+}$ ,  $Al$  e  $Si$ , pelo que estes parâmetros cristaloquímicos têm de ser corrigidos de forma a minimizar tanto quanto possível os efeitos dos mecanismos de troca catiónica  $Ti(R^{2+})^{vi}Al_{-2}^{iv}$ ,  $(Fe^{3+})Al_{-1}^{vi}$  e  $\square^{xii}Si^{iv}(R^{+})_{-1}^{xii}Al_{-1}^{iv}$ , admitindo que todos os vazios de ocupação dodecaédrica decorrem da substituição pirofilitica (Mateus, 1996). De acordo com este autor, os conteúdos em ferro férrico são negligenciáveis e, em média, cerca de 1/16 dos vazios de ocupação dodecaédrica são atribuíveis ao mecanismo  $(R^{2+})^{vi}\square_2^{xii}(R^{+})_{-2}^{xii}Al_{-1}^{iv}$ , pelo que os parâmetros corrigidos podem ser escritos da seguinte forma:  $R^{2+} = Fe^{2+} + Mg + Mn - Ti - 1/8 \square^{xii}$ ,  $Al = Al^{iv} + Al^{vi} + 2Ti + 7/16 \square^{xii}$  e  $Si = Si - 7/16 \square^{xii}$ .



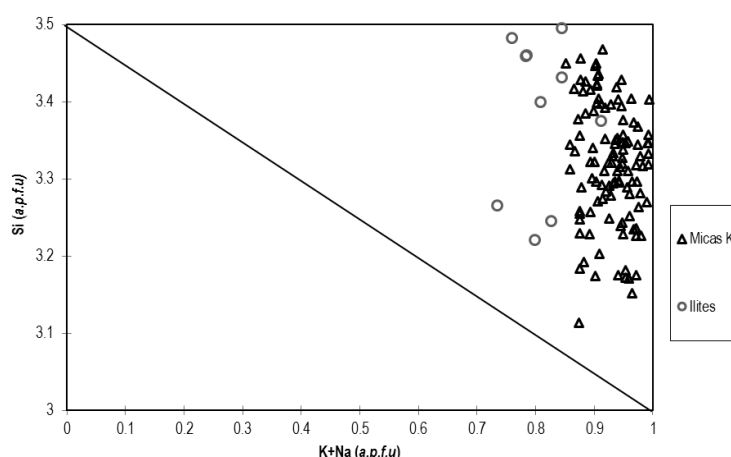
**Figura V-9:** (A) Projecção dos termos de composição ideal moscovite (Ms), fengite (Ph), leucofilite (Lc), siderofilite (Sidf) e flogopite/anite (Phl/Ann) no diagrama ternário  $R^{2+}$ - $Al$ - $Si$  e das análises obtidas para amostras representativas dos eixos vulcânicos de Ervidel-Roxo e Figueirinha-Albernoa. (B) Distribuição das análises obtidas pelos domínios de estabilidade térmica obtidos experimentalmente para o sistema  $K_2O - FeO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$ .

A **Figura V-9** ilustra a distribuição das composições ideais das micas potássicas dioctaédricas, nomeadamente moscovite (Ms)  $[KAl_2(Si_6Al)O_{10}(OH)_2]$ , fengite (Ph)  $[K(Al_{1,5}Mg_{0,5})(Si_{3,5}Al_{0,5})O_{10}(OH)_2]$ , leucofilite  $[K(Mg, Al)Si_4O_{10}(OH)_2]$ , flogopite

$[K(Mg_3)(Si_3Al)O_{10}(OH)_2]$ , anite  $[K(Fe_3)(Si_3Al)O_{10}(OH)_2]$  e siderofilite  $[K(Fe_2^{2+}Al)(Si_3Al)O_{10}(OH)_2]$  no diagrama ternário  $R^{2+}$ , **Al e Si**. Adicionalmente projectaram-se as micas potássicas dioctaédricas analisadas, verificando-se que parte substancial das análises se projectam entre o termo ideal da moscovite e da fengite, salvo raras excepções, que se afastam desta tendência. Esta projecção corrobora a exposição anterior (**Figura V-6**, **Figura V-7** e **Figura V-8**) confirmando ganhos sistemáticos em catiões divalentes (e.g.  $Mg^{2+}$ ,  $Fe^{2+}$ ,  $Mn^{2+}$ ) que não são compensados pela troca catiónica na posição tetraédrica. Mais, a **Figura V-9** mostra que a totalidade das análises se dispõem abaixo da isotérmica dos 600°C e que as temperaturas mais elevadas que se tem registo (500-600°C) correspondem quase exclusivamente a micas com desenvolvimento pós-pico metamórfico, ao passo que as micas ante-deformação se concentram essencialmente abaixo da isotérmica dos 400°C (**Anexo III-1**, **Figura C-1**), salvo raras excepções. As micas pós-deformação desenvolvem dois agrupamentos bem distintos: (i) entre ca. 500-600°C, correspondentes a micas matriciais, relativamente grosseiras; e (ii) abaixo de 400°C, referentes a micas relacionadas com a substituição de fenocristais de feldspato ou integrando associações minerais que tipificam domínios de alteração e/ou preenchimento de descontinuidades estruturais diversas. A amplitude de variação química admitida para as “micas indefinidas” é elevada (600 a <300°C), o que levou à sua eliminação do diagrama aqui apresentado; contudo, a projecção destas análises pode ser apreciada no **Anexo III-1** (**Figura C-2** e **Figura C-3**).

Em síntese, verifica-se que as micas apresentam assinalável variabilidade composicional, desviando-se do pólo ideal da moscovite no sentido da fengite e ferrifengite, como é característico das micas dioctraédricas formadas em ambientes metamórficos. O desvio no sentido da ferrifengite é, contudo, aparente e deve-se essencialmente ao excesso de catiões  $R^{2+}$  não balanceados por trocas catiónicas na posição tetraédrica. Este excesso concorre para um desvio considerável das composições obtidas no sentido trioctaédrico.

Importa ainda fazer menção a um conjunto de análises que cuja composição química é compatível com a estequiometria da illite; a **Figura V-10** mostra, no entanto que, as “illites” quando projectadas com as micas no diagrama (K+Na) vs. Si (a.p.u.f.) não se deslocam como seria expectável. Deste modo, análises em causa representam “micas degradadas” e embora as perdas de catiões monovalentes sejam compensadas por ganhos em sílica, este processo não traduz uma verdadeira substituição, mas sim o efeito de processos de hidrólise das micas devido à meteorização química.



**Figura V-10:** Distribuições de Si vs (K+Na) para as micas potássicas dioctaédricas analisadas com base no número de cátions por unidade de fórmula. A recta transcreve a substituição ideal  $\square^{xii}Si^{iv}(K, Na)_{-1}Al_{-1}^{iv}$ .

### V.1.5. Grupo da clorite

A clorite integra, a par com as micas potássicas dioctaédricas e o epidoto, a associação mineral de alteração das rochas félsicas e intermédias dos eixos vulcânicos de Ervidel-Roxo e de Figueirinha-Albernoa. Para a caracterização da variabilidade composicional desta fase mineral efectuaram-se 452 análises distribuídas por 33 lâminas delgadas polidas. A caracterização petrográfica permitiu diferenciar entre clorites precoces (ante-deformação) e clorites tardias (pós-deformação), ainda que em um número razoável de amostras não tenha sido possível determinar com exatidão a cronologia relativa de deposição desta fase mineral (indiferenciadas). Subsequentemente, categorizam-se as análises de acordo com a respectiva cronologia relativa e contexto textural em: (i) matriciais (*Mtx*); depositadas (ii) em veios (*Veins*) e (iii) descontinuidades (*Aniso*); (iv) preenchimento de amígdalas (*Agd*); (v) substituição de (feno)cristais de fases minerais primárias (*Repl*) e (vi) ao longo de corredores de alteração (*Alt*).

A fórmula geral do grupo das clorites é dada por  $[R_{(6-x-3y)}^{2+}(R^{3+}, R^{4+})_{(x+2y)}\square_y]_{12}^{vi}[Si_{4-x}Al_x^{3+}]^{iv}O_{10}(OH)_8$ , onde  $R^{2+} = Mg, Fe^{2+}, Mn, Ni, Zn$ ;  $R^{3+} = Al, Fe^{3+}, Cr$  e  $x \approx 1 - 3$  (e.g. Foster, 1962; Bayliss, 1975; Bailey, 1988; Laird, 1988); a sua estrutura é definida pela alternância regular de camadas com carga negativa e coordenação tetraédrica-octaédrica-tetraédrica (do tipo talco) com inter-camadas do tipo brucite e carga positiva, numa proporção de 2:1 (Deer *et al.*, 2008).

Considerando os três grupos de clorite definidos, isto é clorites ante-deformação (*Chl-AD*), pós-deformação (*Chl-PD*) e indiferenciadas (*Chl-Indif.*) (**Tabela V-3**, **Tabela V-4** e **Tabela V-5**), verifica-se que:

- (i) Existe uma relativa amplitude de variação dos conteúdos em  $SiO_2$  e  $Al_2O_3$  para os três grupos texturais;



- (ii) Os conteúdos em FeO são mais elevados para as Chl-PD e os conteúdos em Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e MgO mais elevados para as Chl-AD;
- (iii) As quantidades de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e MnO são sistematicamente reduzidas, pelo que as maiores concentrações registadas ocasionalmente deverão reflectir gradientes químicos locais;
- (iv) O CaO, Na<sub>2</sub>O e K<sub>2</sub>O apresentam por vezes concentrações altas, documentando contaminação de grãos minerais adjacentes, mercê da dimensão reduzida das lamelas de clorite;
- (v) Ainda que nem sempre detectados, o Ti, Cr e Zn constituem os elementos traço mais significativos.

**Tabela V-3:** Amplitude composicional (média, desvio padrão, mediana, valor máximo e mínimo) para a totalidade das clorites ante-deformação analisadas ( $n = 164$ ).

	Média	Desvio Padrão	Mediana	Máximo	Mínimo
SiO <sub>2</sub>	27,712	1,429	27,920	31,944	23,922
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,343	1,507	20,602	24,121	15,724
FeO	22,528	5,839	20,808	39,383	15,010
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,005	0,055	0,000	0,688	0,000
MnO	0,259	0,121	0,256	0,634	0,046
MgO	17,244	4,589	19,238	22,691	4,705
CaO	0,076	0,066	0,071	0,450	0,000
Na <sub>2</sub> O	0,017	0,022	0,014	0,178	0,000
K <sub>2</sub> O	0,020	0,054	0,008	0,386	0,000
TiO <sub>2</sub>	0,009	0,018	0,000	0,106	0,000
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,087	0,107	0,070	0,836	0,000
ZnO	0,057	0,050	0,050	0,223	0,000
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,000	0,002	0,000	0,025	0,000

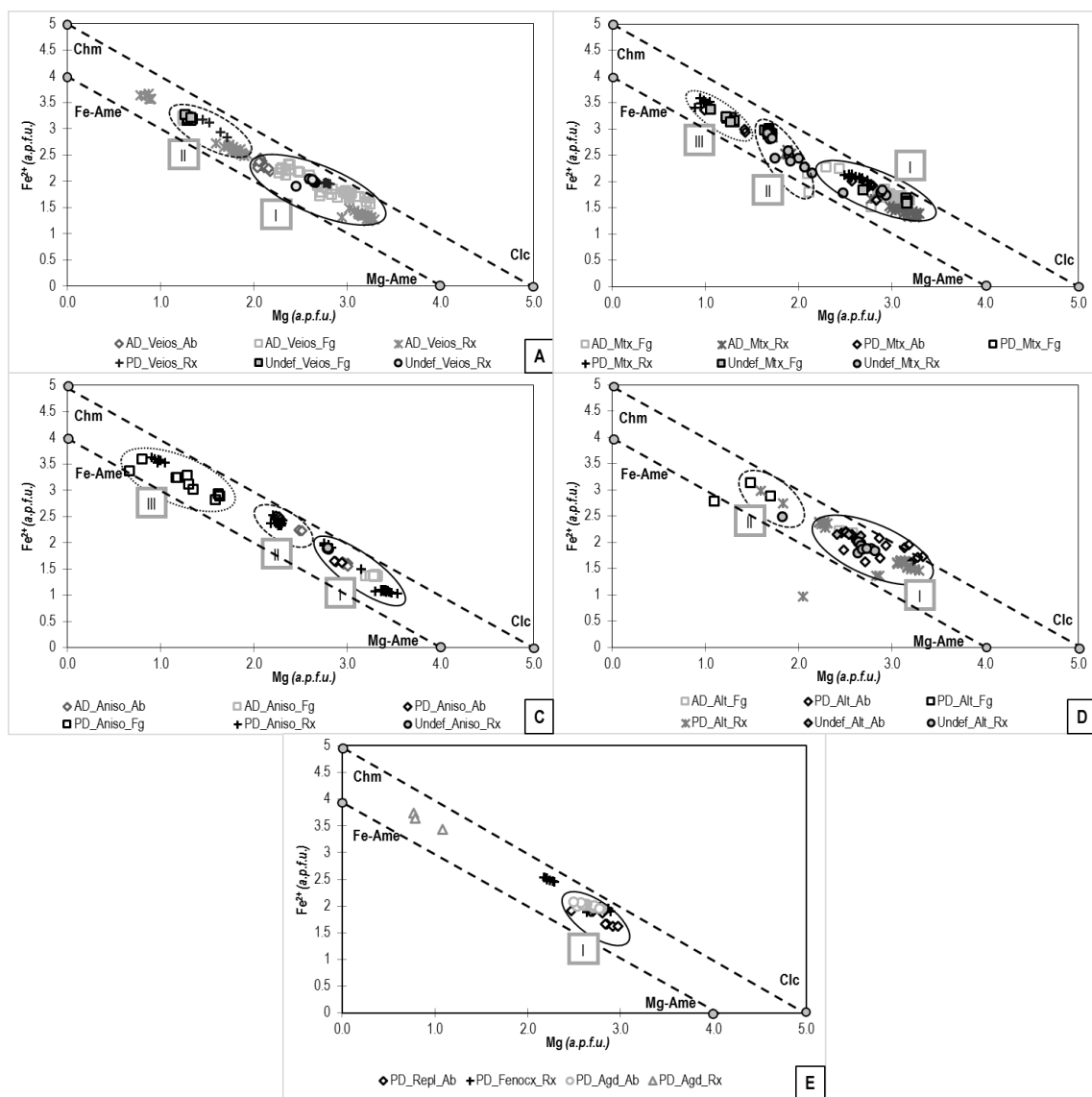
**Tabela V-4:** Amplitude composicional (média, desvio padrão, mediana, valor máximo e mínimo) para a totalidade das clorites pós-deformação analisadas ( $n = 213$ ).

	Média	Desvio Padrão	Mediana	Máximo	Mínimo
SiO <sub>2</sub>	27,020	1,864	27,251	41,901	23,119
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,854	1,329	19,822	24,250	15,593
FeO	25,729	6,951	23,891	39,892	11,763
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,055	0,228	0,000	1,670	0,000
MnO	0,374	0,264	0,334	1,564	0,029
MgO	15,185	5,127	16,667	24,210	4,153
CaO	0,098	0,069	0,084	0,339	0,000
Na <sub>2</sub> O	0,015	0,020	0,012	0,194	0,000
K <sub>2</sub> O	0,016	0,040	0,006	0,281	0,000
TiO <sub>2</sub>	0,014	0,033	0,000	0,388	0,000
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,129	0,122	0,081	0,657	0,006
ZnO	0,069	0,056	0,062	0,217	0,000
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000

**Tabela V-5:** Amplitude composicional (média, desvio padrão, mediana, valor máximo e mínimo) para a totalidade das clorites analisadas cujo critério cronológico relativamente à deformação não foi possível estabelecer ( $n = 75$ ).

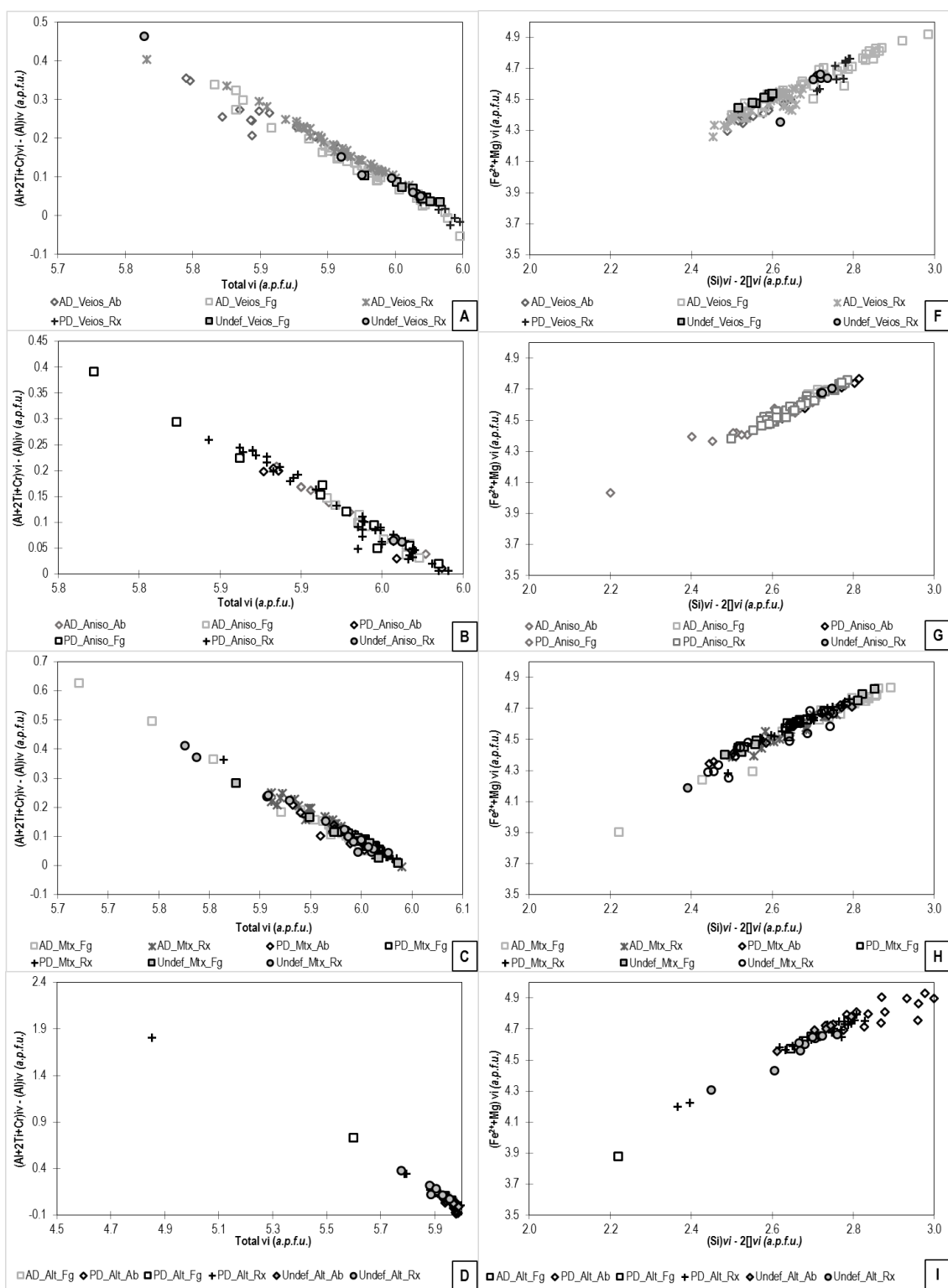
	Média	Desvio Padrão	Mediana	Máximo	Mínimo
SiO <sub>2</sub>	26,287	1,778	26,501	30,457	23,827
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,334	1,276	20,178	23,134	17,999
FeO	27,313	5,402	25,218	36,359	19,024
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,202	0,604	0,000	2,730	0,000
MnO	0,470	0,418	0,315	1,467	0,069
MgO	13,669	4,346	13,851	21,209	6,378
CaO	0,072	0,054	0,058	0,254	0,003
Na <sub>2</sub> O	0,031	0,051	0,016	0,304	0,000
K <sub>2</sub> O	0,022	0,047	0,008	0,312	0,000
TiO <sub>2</sub>	0,020	0,025	0,009	0,120	0,000
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,091	0,079	0,067	0,476	0,015
ZnO	0,092	0,065	0,082	0,257	0,000
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,000	0,003	0,000	0,023	0,000

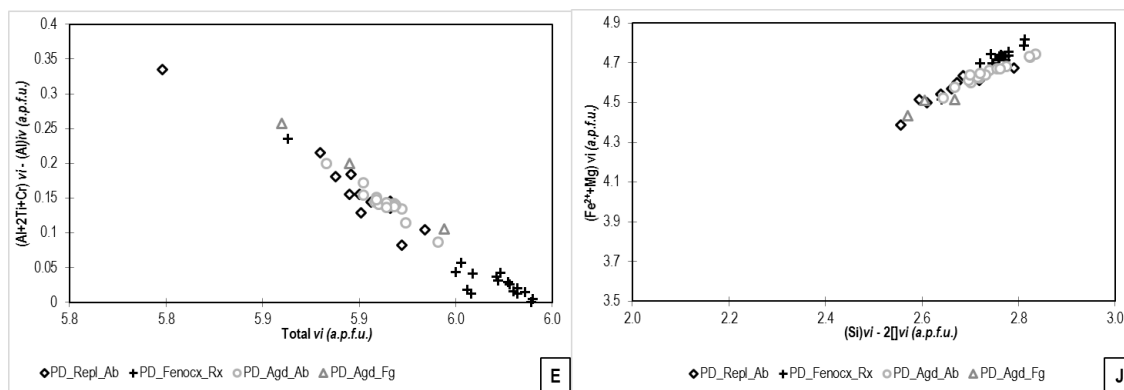
A amplitude de variação das clorites pode ser explicada por três mecanismos de substituição catiónica principais: (i) substituição de Tschermak (TK) dada por  $Al^{iv}Al^{vi}(Mg, Fe^{2+})_{-1}^{vi}Si_{-1}^{iv}$ ;  $Al^{iv}(Cr^{3+})^{vi}Si_{-1}^{iv}(Mg, Fe^{2+})_{-1}^{vi}$  e  $Al_2^{iv}(Ti^{4+})^{vi}Si_{-2}^{iv}(Mg, Fe^{2+})_{-1}^{vi}$ , (ii) substituição “dioctaédrica” (AM)  $[Al^{iv}Al^{vi}\square^{vi}(Mg, Fe^{2+})_{-2}^{vi}]$ , responsável pela criação de vacaturas na posição de coordenação octaédrica ( $\square^{vi}$ ) e (iii) substituição FM  $[FeMg_{-1}]$  (Zane *et al.*, 1998). Neste contexto, a amplitude de variação composicional apresentada pela esmagadora maioria das clorites analisadas é explicada por uma boa covariação entre os conteúdos em  $Fe^{2+}$  e Mg (em *a.p.u.f.*) (**Figura V-11**), muito embora haja um claro desvio relativamente à linha ideal do binário clinocloro  $[(Mg_5Al)(Si_3AlO_{10})OH_8]$  – chamosite  $[(Fe_5^{2+}Al)(Si_3AlO_{10})OH_8]$ , o que pode indicar o envolvimento de outros mecanismos envolvidos na repartição dos catiões di- e trivalentes. Da análise da **Figura V-11** ressalta que, de modo geral, as clorites que ocorrem nos diversos contextos texturais desenvolvem três famílias composicionais I, II e III, a primeira mais próxima da composição ideal do clinocloro e a terceira da composição ideal da chamosite. É importante referir que não é possível relacionar o enriquecimento relativo em componente chamosítica ou clinoclórica ao desenvolvimento ante- ou pós-deformação da clorite. Com efeito, verifica-se que em alguns casos clorites cronologicamente distintas manifestam composições similares.



**Figura V-11:** Projecção Mg vs. Fe<sup>2+</sup> para a totalidade das análises de clorite organizadas de acordo com o contexto textural em que se inserem: (A) veios, (B) matriz (Mtx), (C) descontinuidades (Aniso), (D) domínios de alteração forte (Alt) e (E) substituição da matriz e fenocristais (Repl), hidrólise de fenocristais (Fenocx) e preenchimento de amígdalas (Agd), tendo em consideração a gênese ante-deformação (AD), pós-deformação (PD) ou indefinida (Indef).

A incorporação de Fe<sup>3+</sup> + Al na posição octaédrica compensada por (Al)<sup>iv</sup> não se verifica havendo dispersão dos dados, com tendência para o desenvolvimento de correlações positivas; tal significa que o enriquecimento em alumínio e ferro férrico na posição octaédrica é tanto maior quanto maior for o conteúdo em Al na posição tetraédrica e que este mecanismo não permite explicar os desvios previamente indicados.





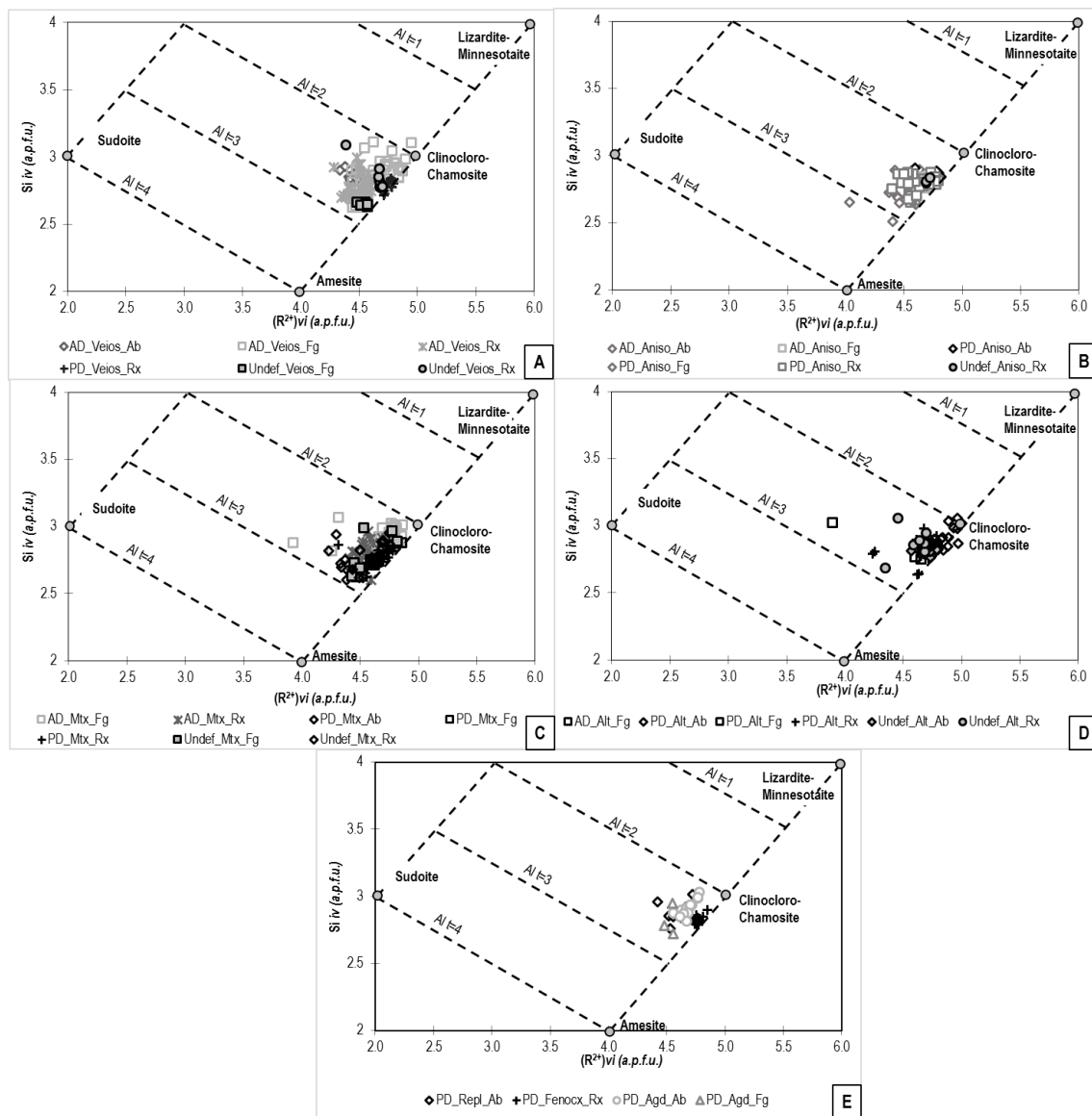
**Figura V-12:** Projecção do total de ocupação octaédrica ( $Total\ vi$ ) vs.  $(Al + 2Ti + Cr)^{vi} - (Al)^{iv}$  (**A a E**) e do  $(Si)^{iv} - (2\Box)^{vi}$  vs.  $(Fe^{2+} + Mg)^{vi}$  (**F-J**) para a totalidade das análises efectuadas em grãos de clorite. Critérios de organização e de abreviação de acordo com o estipulado na **Figura V-11**.

A **Figura V-12** mostra que os mecanismos de substituição que prevalecem nas clorites analisadas são responsáveis pela geração de vacaturas octaédricas conforme é documentado pela proporcionalidade entre o somatório  $(Fe^{2+} + Mg)^{vi}$  vs.  $(Si)^{iv} - (2\Box)^{vi}$  e total de ocupação octaédrica  $\Sigma^{vi}$  vs.  $(Al + 2Ti + Cr)^{vi} - (Al)^{iv}$ . Estas substituições são responsáveis por desvios composicionais significativos em relação à composição ideal da clorite  $[(Mg_5Al)(Si_3AlO_{10})OH_8]$ , se tomarmos como referência a composição da clorite magnesiânica. Uma forma de avaliar estes desvios consiste na análise da (**Figura V-13**), onde os conteúdos em Si são projectados contra  $R^{2+} = \Sigma = Mg + Fe^{2+} + Mn^{2+} + Zn$ . Deste modo, é possível apreciar em conjunto as trocas catiónicas que transcrevem desvios no sentido das composições do tipo amesite (com totais de ocupação octaédrica iguais a 6, mas com repartições dos conteúdos em  $R^{2+}$  e  $R^{3+}$  a.p.u.f. distintas das que caracterizam a composição ideal dos termos Chm-Clc) e do tipo sudoite (com totais de ocupação octaédrica iguais a 5 e proporções  $R^{2+} : R^{3+}$  diferentes das exibidas pela amesite, chamosite ou clinoclóro). Com efeito, verifica-se que:

- (i) As clorites inclusas em veios ante-deformação preservados nas rochas vulcânicas da região do Roxo apresentam distribuição ampla, enquanto as análises que representam clorites em amostras da região da Figueirinha e de Albernoa se deslocam claramente no sentido da sudoite.
- (ii) As clorites geradas em eventos pós-deformação apresentam menor dispersão quando em amostras da região do Roxo, projectando-se ao longo da linha que une os termos Chm-Clc e amesíticos em conjunto com as “clorites indefinidas”.
- (iii) As clorites depositadas ao longo de fracturas e dispersas na matriz formam um agrupamento cuja composição é descrita pelos dois vectores de substituição catiónica;
- (iv) As clorites que representam domínios de cloritização ( $\pm$  sericite  $\pm$  epídoto  $\pm$  carbonatos) formam dois agrupamentos. Em amostras da região de Albernoa as análises concentram-se

sobre ou posicionam-se muito próximas do pólo Chm-Clc, ao passo que as restantes se afastam no sentido das composições ideais da amesite e sudoite.

- (v) Por último, as clorites resultantes da substituição de fases minerais primárias [(feno)cristais] e do preenchimento de amígdalas seguem um padrão semelhante aos anteriormente descritos para a generalidade das clorites.



**Figura V-13:** Projecção do total de catiões divalentes na posição octaédrica  $(R^{2+})^{vi}$  vs.  $(Si)^{iv}$  para a totalidade das análises efectuadas em clorite. Os extremos composicionais foram definidos com base nas composições ideais dos mesmos: amesite  $[(Mg_4Al_2)(Al_2Si_2)O_{10}(OH)_8]$ , clinocloro-chamosite  $[(Mg, Fe^{2+})_5Al](Si_3AlO_{10})OH_8]$ , lizardite-minnesotaite  $[Mg_6(Si_4O_{10})(OH)_8]$  e sudoite  $[(Mg_2Al_3)(AlSi_3)O_{10}(OH)_4]$ . Critérios de organização e de abreviação de acordo com o estipulado na **Figura V-11**.

A utilização da variação composicional do grupo da clorite permite estimar a correspondente temperatura de formação, tendo por base abordagens de natureza termodinâmica ou empírica. As abordagens empíricas embora aceitáveis em contextos de sistemas geotérmicos activos, enferma de vários problemas,

particularmente críticos em paleosistemas. Com efeito, esta abordagem só é válida para clorites neoformadas em equilíbrio com o fluido, o que num sistema como aquele que tem vindo a ser tratado ao longo do presente estudo, traz alguns constrangimentos, uma vez que não é possível garantir que as clorites analisadas respeitem as imposições colocadas à utilização destes geotermómetros, considerando a longa duração e a natureza polifásica dos processos que levaram à formação destes filossilicatos. Ainda assim, se usada com a prudência necessária, a abordagem empírica pode fornecer indicações preliminares sobre as condições de temperatura em que as referidas clorites se formaram. Estes geotermómetros resultam de calibrações baseadas no conteúdo de alumínio na posição octaédrica em função da temperatura medida em sistemas geotérmicos activos (Cathelineau, 1988), posteriormente corrigidas por vários autores (e.g. Kranidiotis & MacLean, 1987; Jowett, 1991; Zang & Fyfe, 1995), tendo em conta a influência exercida pelas trocas catiónicas nas ocupações octaédricas, reflectidas nos valores da razão  $Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg)$ . As correcções sugeridas por Kranidiotis & MacLean (1987) e Zang & Fyfe (1995) conduzem a resultados aceitáveis, como primeira aproximação, considerando o ambiente de formação da clorite saturado em alumina; caso contrário, é a formulação devida a Jowett (1991) que permite obter resultados mais robustos. No entanto, as diferentes correcções não têm em conta os desvios naturais à composição ideal da clorite nos diversos ambientes geoquímicos. As abordagens termodinâmicas permitem em parte contornar estes problemas, considerando outros parâmetros com potencial para influenciar a composição da clorite, muito embora subsistam imprecisões ou níveis de confiança insuficientes, devido a: (i) incertezas quanto aos dados de PT utilizados na calibração dos modelos; (ii) dificuldades em conhecer com rigor as propriedades termodinâmicas dos *end-members* das soluções sólidas; (iii) dúvidas quanto ao modelo mais adequado na repartição catiónica pelas posições de coordenação; e (iv) problemas na medição dos conteúdos em  $Fe^{3+}$ , assim como a melhor forma de os considerar na solução sólida. Não obstante as dificuldades reconhecidas, vários geotermómetros de base termodinâmica tem vindo a ser estabelecidos, em particular na última década, em parte devido aos avanços tecnológicos no campo das técnicas analíticas (e.g. Walshe 1986; Vidal *et al.*, 2001, 2005, 2006; Inoue *et al.*, 2009 e Bourdelle *et al.*, 2013).

Para o cálculo da temperatura de formação da clorite, considerou-se a totalidade do banco de dados e testaram-se os diversos modelos previamente referidos para os geotermómetros empírico e termodinâmico. A análise dos dados revelou que o modelo que melhor se adequa ao cálculo das temperaturas das clorites é o de Inoue *et al.* (2009) complementado pelo modelo de Jowett (1991), o que se afigura consistente com o que anteriormente se discutiu quanto à variabilidade composicional apresentada pelas clorites analisadas. O cálculo da temperatura ( $T$ , °C) com base na aproximação apresentada por (Jowett, 1991) usa a expressão:  $T = 319 \times \left[ Al^{iv} + 0,1 \frac{Fe^{2+}}{Fe^{2+} + Mg} \right] - 69$ . No modelo de Inoue *et al.* (2009) a solução sólida considerada é definida pelos seguintes componentes ideais: (i)  $C_1: [Mg_6][Si_4]O_{10}(OH)_8$ ; (ii)  $C_2: [Mg_4Al_2][Si_3Al_2]O_{10}(OH)_8$ ; (iii)  $C_3: [Fe_5^{2+}Al][Si_3Al]O_{10}(OH)_8$  e (iv)

$C_4$ :  $[Mg_2Al_3\Box][Si_3Al]O_{10}(OH)_8$ , cobrindo a variabilidade composicional apresentada pela clorite gerada em condições de baixa temperatura e medindo indirectamente a importância das componentes ricas em ferro ferroso através dos efeitos deste catião sobre os conteúdos em alumínio e correspondente distribuição estrutural. Este modelo toma como referência a reacção  $3C_4 + C_1 = 2C_2 + 7SiO_2 + 4H_2O$ , pelo que

$$T(^{\circ}C) = \frac{1}{0,00293 - 5,13 \times 10^{-4}x + 3,904 \times 10^{-5}x^2} - 273$$

com  $x = \log k_{xii} = 3 \log a_{C_2} - 3 \log a_{C_4} - \log a_{C_1}$ .

**Tabela V-6:** Amplitude de variação das temperaturas calculadas tendo por base os geotermómetros empírico e termodinâmico (média, desvio padrão, valor máximo e mínimo) para a totalidade das clorites analisadas fazendo uso da calibração apresentada por Jowett (1991) e do modelo de solução sólida proposto por Inoue e tal. (2009).

T°C - Jowett (1991)	Média	323
	Desvio Padrão	34
	Máximo	433
	Mínimo	226
	<i>n</i>	446
T°C - Inoue et al. (2009)	Média	407
	Desvio Padrão	75
	Máximo	530
	Mínimo	128
	<i>n</i>	446

O resultado da aplicação dos modelos de cálculos de temperatura é apresentado graficamente na **Figura V-14** e na **Figura V-15** ao passo que a **Tabela V-7** mostra, em síntese, a análise estatística dos mesmos.

A **Figura V-14** e a **Figura V-15** mostram que, a larga maioria das clorites analisadas se distribui pelos intervalos de 230-430°C (Jowett, 1991) e 130-530°C (Inoue et al., 2009). Por outro lado, é possível distinguir quatro grupos distintos (I, II, III e IV) considerando **#Mg**, ainda que relativamente mal constrangidos quando se tomam os resultados do modelo termodinâmico. Assim, verifica-se que:

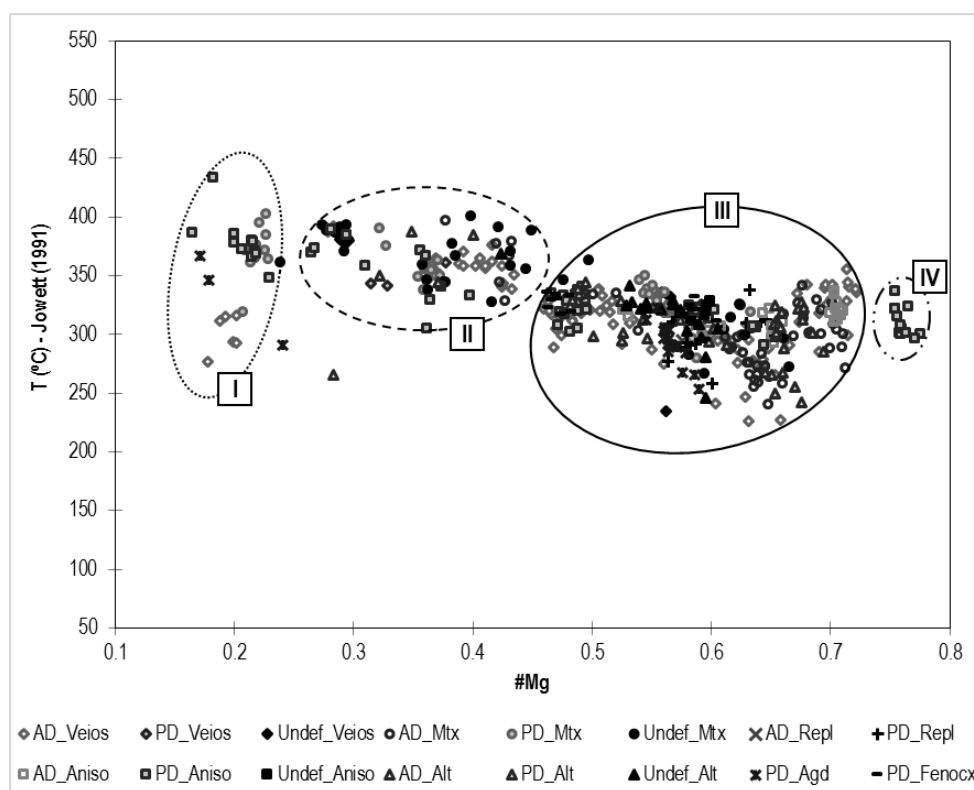
- (i) O conjunto I, composto por clorites em veios ante-deformação, descontinuidades estruturais pós-deformação, matriciais com génese pós-deformação e preenchendo amígdalas tardias, é caracterizado por valores da razão  $[Mg/(Fe^{2+} + Mg)]$  inferiores a 0,240 e temperaturas compreendidas entre 270-430°C (Jowett, 1991) e entre 240-510°C (Inoue et al., 2009). Neste conjunto destaca-se a coexistência de famílias com desenvolvimento ante-pico metamórfico e pós-pico metamórfico mas, sobretudo, a separação das clorites ante-pico metamórfico (de temperatura mais baixa, 280-315°C), das restantes (de temperatura mais elevada);



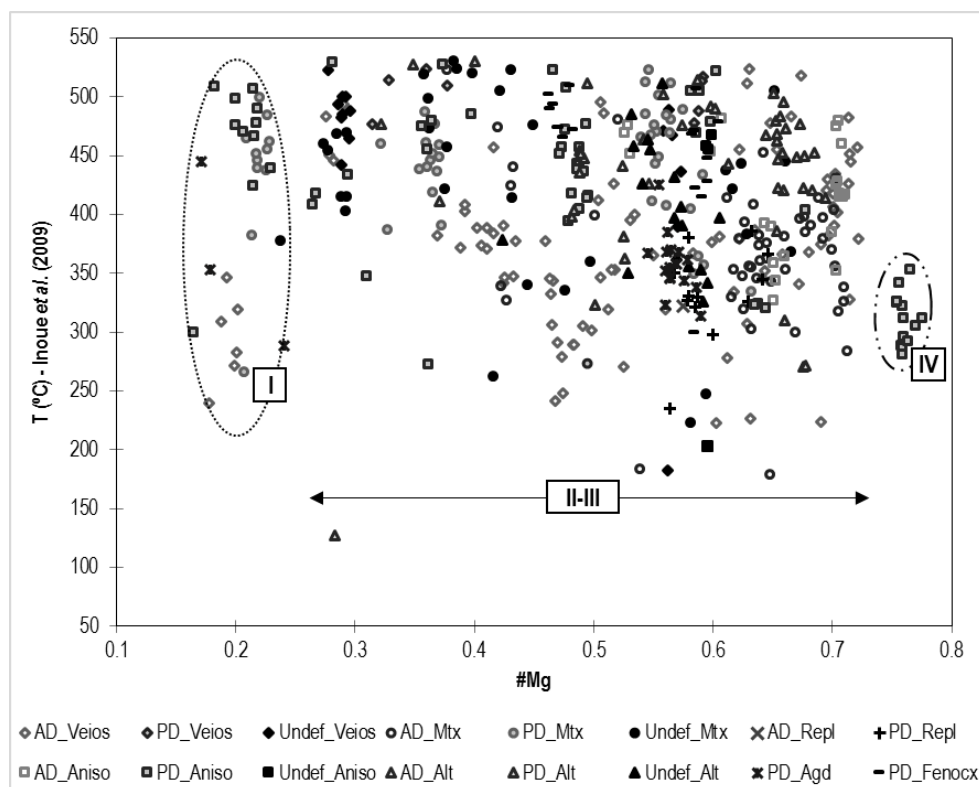
**Tabela V-7:** Síntese das amplitudes de variação [média, desvio padrão, mediana, máximo, mínimo, nível de confiança (95%) e n] para a razão **#Mg** [ $Mg / (Fe^{2+} + Mg)$ ] e para as temperaturas (T, °C) obtidas para os vários grupos texturais tendo por base os modelos de Jowett (1991) e Inoue et al. (2009).

Contexto Temporal/Textural	AD_Veios	AD_Aniso	AD_Mtx	PD_Agd	PD_Repl	PD_Mtx	PD_Aniso	PD_Alt	PD_Veios	PD_Fenocx	Undef_Mtx	Undef_Veios	Undef_Alt	Undef_Aniso
<b>#Mg</b>														
Média	0.526	0.657	0.618	0.508	0.599	0.426	0.489	0.579	0.490	0.534	0.438	0.410	0.558	0.596
Desvio Padrão	0.149	0.062	0.090	0.140	0.030	0.145	0.199	0.109	0.126	0.061	0.133	0.142	0.041	0.002
Mediana	0.517	0.680	0.639	0.563	0.586	0.372	0.486	0.645	0.584	0.582	0.416	0.296	0.568	0.596
Máximo	0.722	0.711	0.712	0.590	0.646	0.633	0.776	0.694	0.591	0.605	0.665	0.573	0.606	0.599
Mínimo	0.178	0.526	0.377	0.172	0.563	0.207	0.165	0.283	0.314	0.462	0.238	0.278	0.423	0.594
Nível de Confiança (95%)	0.031	0.028	0.026	0.067	0.019	0.042	0.051	0.033	0.090	0.032	0.047	0.076	0.021	0.006
n	90	22	49	19	12	48	61	45	10	17	33	16	18	3
<b>Temperatura em °C</b>														
<b>Jowett (1991)</b>														
Média	319	316	303	299	301	344	335	309	333	320	348	341	316	323
Desvio Padrão	34	11	34	26	21	27	31	31	17	13	38	45	26	6
Mediana	319	317	300	296	310	347	328	309	325	321	358	380	322	324
Máximo	392	337	397	366	338	403	433	388	361	335	400	390	369	328
Mínimo	226	293	241	253	258	279	290	242	314	291	266	235	246	316
Nível de Confiança (95%)	7	5	10	13	13	8	8	9	12	7	14	24	13	15
n	90	22	49	19	12	48	61	45	10	17	33	16	18	3
<b>Inoue et al. (2009)</b>														
Média	373	417	366	358	333	443	414	433	500	460	427	449	396	460
Desvio Padrão	72	48	63	35	40	50	79	76	19	50	80	82	71	6
Mediana	376	417	370	355	330	452	437	450	509	472	443	477	397	458
Máximo	524	482	523	445	386	523	530	530	524	510	530	523	512	468
Mínimo	223	327	179	288	235	266	273	128	472	300	223	183	203	456
Nível de Confiança (95%)	15	21	18	17	26	15	20	23	14	26	28	44	36	16
n	90	22	49	19	12	48	61	45	10	17	33	16	18	3

- (ii) O conjunto II com  $0,265 < \#Mg < 0,45$  e temperaturas no intervalo 300-400 °C (Jowett, 1991) inclui os mesmos grupos texturais do conjunto I;
- (iii) O conjunto III definido por  $0,460 < \#Mg < 0,725$  e temperaturas entre 220-365°C (Jowett, 1991) engloba todos os grupos texturais definidos, constituindo o grupo mais abrangente. Note-se que o modelo de Inoue *et al.* (2009) não permite distinguir com exactidão os grupos II e III colocados em evidência com base nos valores de temperatura calculados via aplicação da expressão empírica proposta por Jowett (1991);
- (iv) O conjunto (IV) caracterizado pelo valor da razão  $[Mg / (Fe^{2+} + Mg)]$  mais elevado e com temperaturas de formação compreendidas entre 290-340°C (Jowett, 1991) e 280-350°C (Inoue *et al.*, 2009) confina-se às clorites observadas em preenchimentos de descontinuidades estruturais tardias.

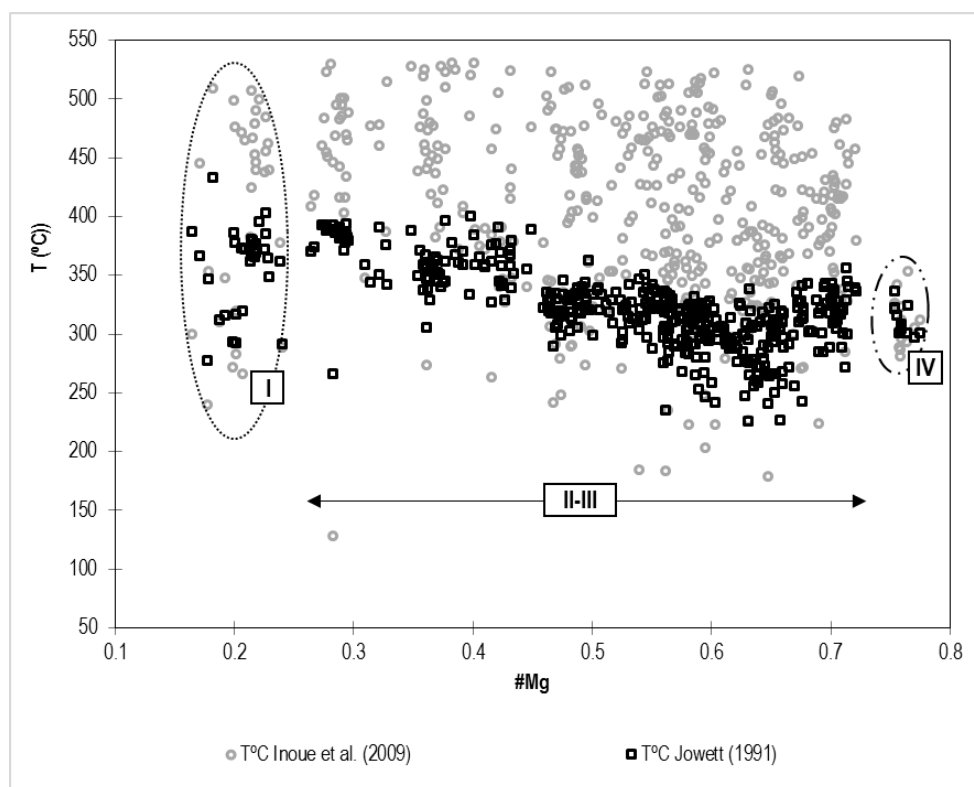


**Figura V-14:** Projecção do  $\#Mg$  vs.  $T$  (°C) para a totalidade de clorites analisadas. Os valores de temperatura foram calculados com base na expressão empírica devida a Jowett (1991). Critérios de abreviação de acordo com o estipulado na **Figura V-11**



**Figura V-15:** Projecção do #Mg vs. T (°C) para a totalidade de clorites analisadas. Os valores de temperatura foram calculados de acordo com o modelo termodinâmico apresentado por Inoue et al. (2009). Critérios de abreviação de acordo com o estipulado na **Figura V-11**.

Tomando o conjunto de análises total e comparando os dois geotermômetros (**Figura V-16**), verifica-se que para o modelo termodinâmico o espectro de variação dos valores estimados para a temperatura de formação se amplifica de forma muito considerável, não obstante a maioria dos resultados se espriar no intervalo [300, 450°C]; para o modelo empírico a amplitude de variação de temperaturas confina-se ao intervalo [250, 400°C]. Deste modo deve-se considerar a utilização do primeiro como temperatura de formação máxima, ao passo que os valores calculados com o geotermómetro empírico deverão constituir temperaturas mínimas de formação.



**Figura V-16:** Projecção do  $\#Mg$  vs.  $T$  ( $^{\circ}C$ ) para a totalidade de clorites analisadas, comparando os resultados obtidos com base no modelo termodinâmico de Inoue et al. (2009) e a aproximação empírica de Jowett (1991). Critérios de abreviação de acordo com o estipulado na **Figura V-11**.

Em suma, verifica-se que a clorite apresenta desvios à composição ideal Chm-Clc, tipicamente no sentido das componentes amesíticas e sudoíticas da solução sólida, havendo criação de vacaturas na posição octaédrica tanto mais significativas quanto maior for o afastamento na direcção da sudoite. Os modelos de cálculo de temperaturas (empírico e termodinâmico) de formação da clorite mostram que há uma diferença significativa entre os valores obtidos pelas duas vias, de 50 a 100  $^{\circ}C$ . Esta diferença deve-se a diferentes factores, em particular os constrangimentos impostos pelos modelos de solução sólida e de distribuição catiónica pelas diferentes posições estruturais adoptados na abordagem de Inoue et al. (2009). Ainda assim, as temperaturas de formação para as clorites ante-deformação, mais elevadas no caso do preenchimento de descontinuidades estruturais, não ultrapassam os  $417 \pm 48$   $^{\circ}C$  (Inoue et al., 2009) e  $319 \pm 34$   $^{\circ}C$  (Jowett, 1991); para ambas as famílias os valores medianos cifram-se em 417 $^{\circ}C$  e 317 $^{\circ}C$ , respectivamente. As clorites tardias que se associam tipicamente à hidrólise de fases minerais primárias e ao preenchimento de amígdalas apresentam temperaturas de formação tipicamente inferiores  $358 \pm 35$   $^{\circ}C$  (Inoue et al., 2009) e  $301 \pm 21$   $^{\circ}C$  (Jowett, 1991); os correspondentes valores medianos das distribuições obtidas valem 355 e 310 $^{\circ}C$ . A composição de todas as restantes clorites analisadas aponta para temperaturas compreendidas entre  $414 \pm 79$   $^{\circ}C$  e  $500 \pm 19$   $^{\circ}C$  (Inoue et al., 2009) e  $309 \pm 31$   $^{\circ}C$  e  $344 \pm 27$   $^{\circ}C$  (Jowett, 1991), com valores medianos de 437 – 509  $^{\circ}C$  e de 309 – 347 $^{\circ}C$ , pela mesma ordem. Importa mencionar ainda o facto de nem sempre os valores mais elevados para o modelo proposto

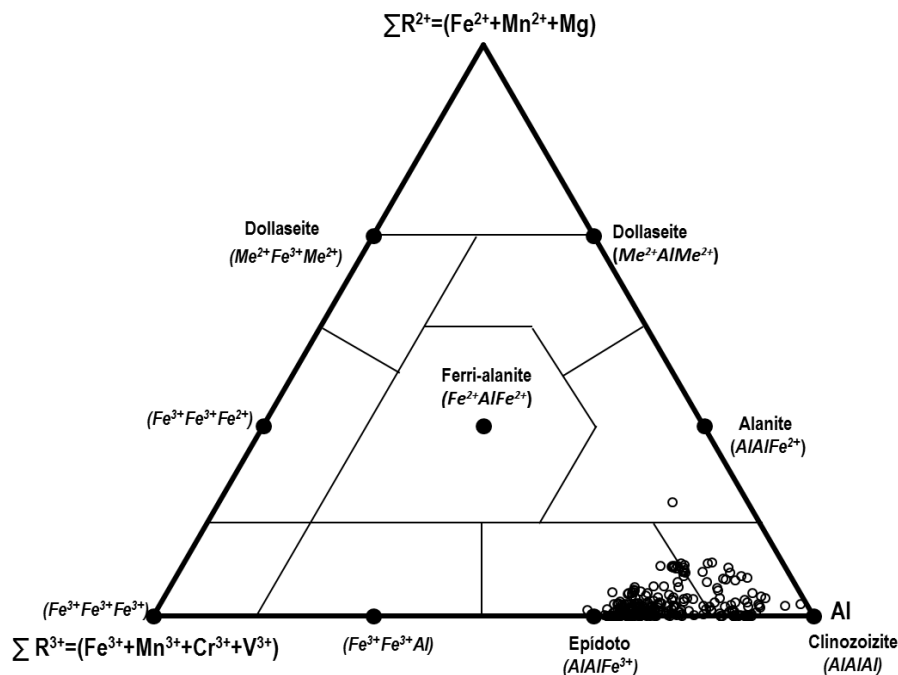
por Inoue *et al.*, 2009 equivalerem aos valores mais elevados do modelo de Jowett, 1991, o que se deve, como previamente exposto constrangimentos colocados pelos dois geotermómetros.

#### **V.1.6. Grupo do epidoto**

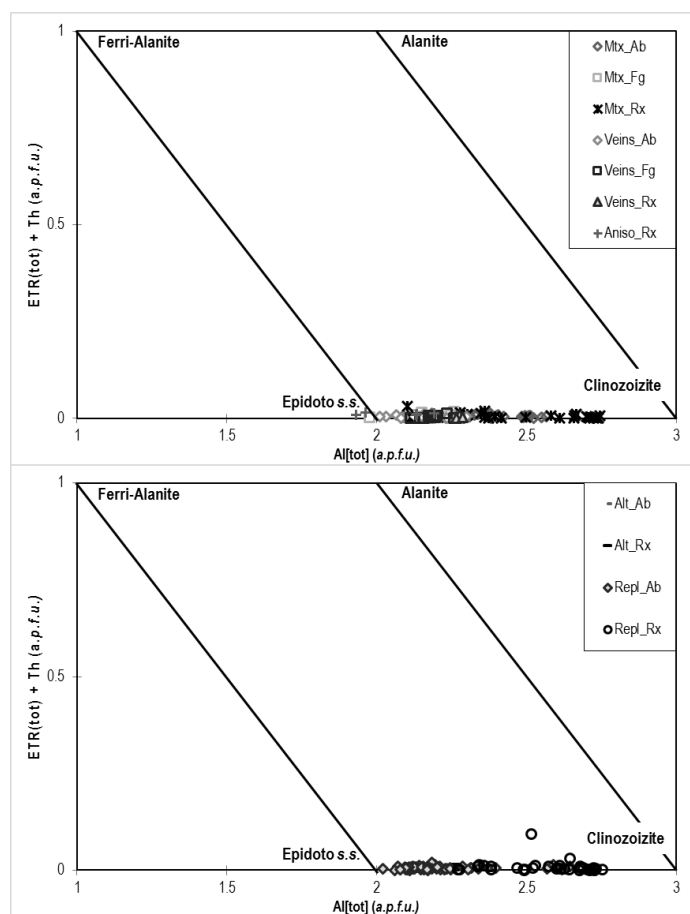
O epidoto surge nas rochas de natureza riodacítica, dacítica e andesítica como fase de alteração (por vezes a mais abundante), tipicamente acompanhada por clorite e carbonatos ( fácies dacíticas a andesíticas) ou por sericite, clorite  $\pm$  carbonatos ( fácies riodacíticas). De modo a caracterizar a variabilidade composicional do epidoto realizaram-se 254 análises repartidas por 23 lâminas delgadas polidas. As análises foram subsequentemente catalogadas de acordo com o contexto textural em que estão inseridas, nomeadamente: (i) matriciais (*Mtx*); (ii) depositadas ao longo de domínios de alteração, acompanhando clorite, carbonatos e/ou sericite (*Alt*); (iii) veios; (iv) descontinuidades (*Aniso*); e (v) substituição de fases minerais primárias, nomeadamente, plagioclases em fácies riodacíticas, dacíticas e andesíticas (*Repl*).

A fórmula geral que descreve o grupo do epidoto é expressa por  $A_2M_3[T_2O_7][TO_4]O(OH)$  onde *A*: *Ca*, *Sr*,  $Pb^{2+}$ ,  $Mn^{2+}$ , *Th*,  $ETR^{3+}$  e *U*, existindo duas posições *A* (*A1* e *A2*) estruturalmente distintas; *M*: *Al*,  $Fe^{3+}$ ,  $Fe^{2+}$ ,  $Mn^{3+}$ ,  $Mn^{2+}$ , *Mg*,  $Cr^{3+}$  e  $V^{3+}$ , contemplando três posições de coordenação octaédrica *M* (*M1*, *M2* e *M3*) e *T*: *Si* (Franz & Liebscher, 2004; Armbruster *et al.*, 2006).

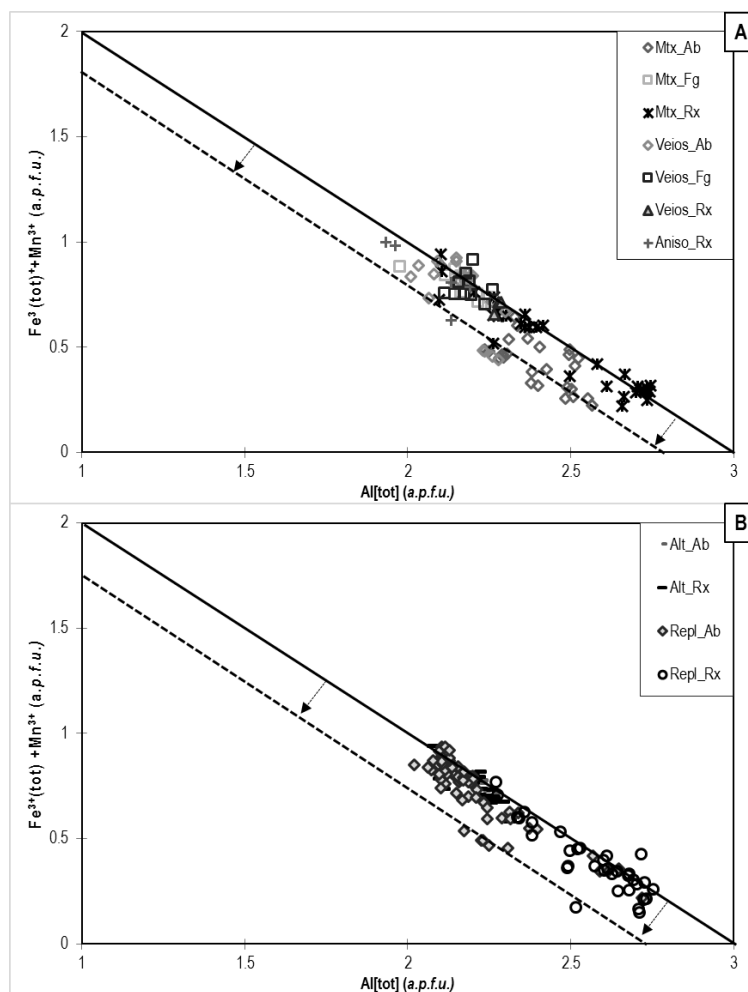
A projecção de análises do grupo do epidoto no campo composicional  $R^{3+} - Al^{vi} - R^{2+}$  em que  $R^{3+} = (Fe^{3+} + Mn^{3+} + Cr^{3+} + V^{3+})$  e  $R^{2+} = (Fe^{2+} + Mn^{2+} + Mg)$  mostra que os resultados adquiridos são descritos pela solução sólida entre o epidoto e a clinozoizite (**Figura V-17**). De modo equivalente e de forma a despistar eventuais incorporações de ETR e Th na estrutura do epidoto analisado, desviando a sua composição no sentido da alanite ou ferri-alanite, testou-se o vector de substituição  $Al(T)$  vs.  $ETR(T) + Th$  (**Figura V-18**), demonstrando-se não haver variações significativas nessa direcção. Este diagrama corrobora ainda a classificação obtida com base na figura anterior.



**Figura V-17:** Diagrama de classificação para minerais do grupo do epidoto no sistema  $R^{3+} - Al^{vi} - R^{2+}$ , estando os termos finais das soluções sólidas representados pelo círculo preto "a cheio" (adaptado de Kartashov, 2014).

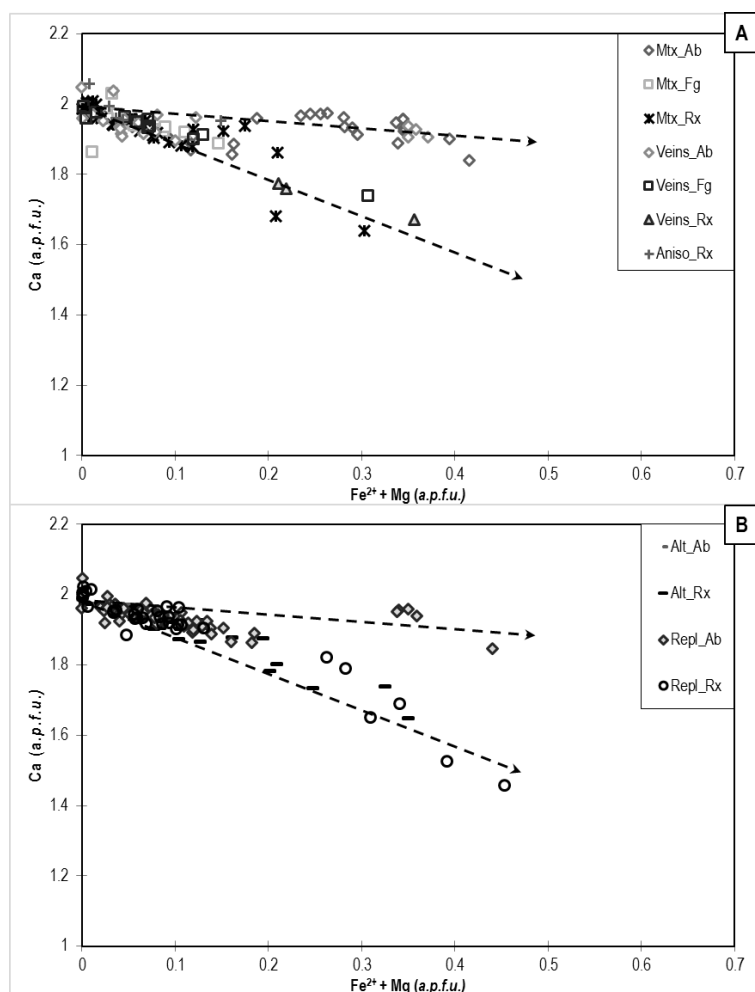


**Figura V-18:** Projeção do vector de substituição  $Al(T)$  vs.  $ETR(T) + Th$  para a totalidade das análises de epidoto, organizadas de acordo com o contexto textural em (i) matriz (Mtx), (ii) domínios de alteração (Alt), (iii) veios, (iv) descontinuidades (Aniso) e (v) substituição de fases minerais primárias (Repl).



**Figura V-19:** Projecção do vector de substituição  $Al(T)$  vs.  $Fe^{3+}(T) + Mn^{3+}$  para a totalidade das análises em epidoto, organizadas de acordo com o contexto textural. Critérios de abreviação concordantes com o que foi descrito na **Figura V-18**.

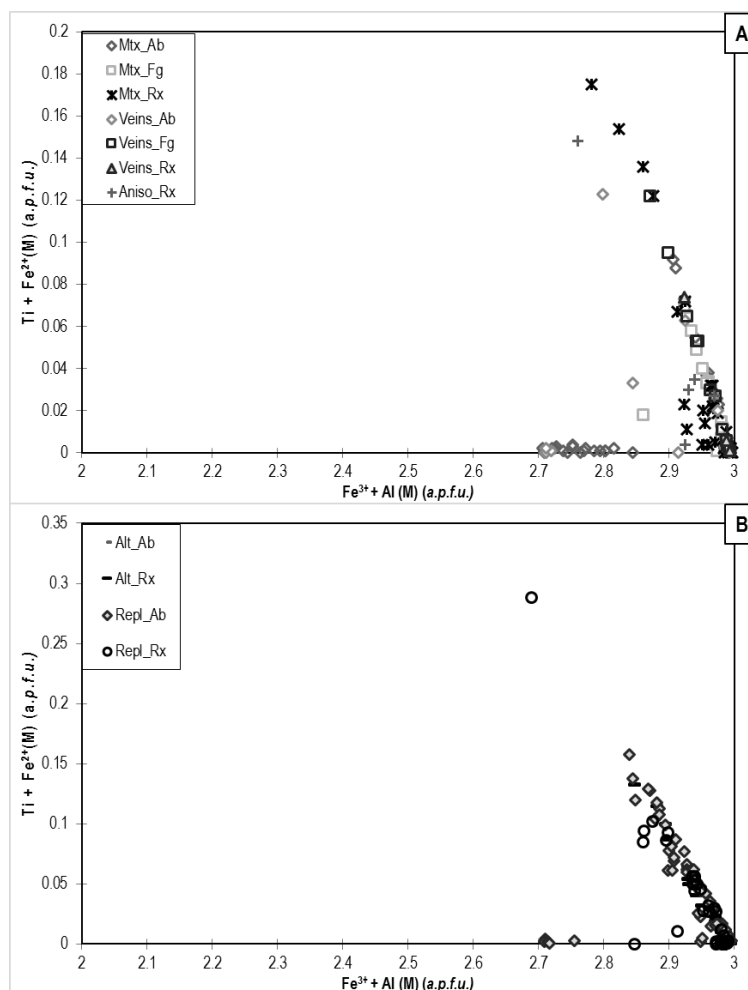
Atendendo à estrutura geral do epidoto previamente descrita e ao facto de a **Figura V-17** e **Figura V-18** mostrar haver desvios relativamente à composição ideal, podem ser efectuados diversos testes de cristalochímica de forma a avaliar o tipo de desvios e a amplitude dos mesmos. Neste âmbito e considerando o vector que transcreve a substituição do Al total por  $(Fe^{3+}$  e do  $Mn^{3+})$  verifica-se que existe um conjunto considerável de análises que se projectam sobre a linha que traduz a proporção ideal, havendo desvios consideráveis segundo linhas subparalelas à mesma, o que significa que a variabilidade composicional exige outros mecanismos de troca catiónica. Tentativamente recorreu-se ao vector de substituição  $(Fe^{2+} + Mg)Ca_{-1}$  (**Figura V-20**), contudo este não explica os desvios materializados pelas análises de epidoto em veios da região de Albernoa. Da mesma forma, a substituição na posição A de dois átomos por unidade de fórmula de Ca pelo somatório de um catião monovalente (Na) com um catião trivalente (ETR), não justifica os desvios previamente referidos.



**Figura V-20:** Projecção do vector de substituição  $Fe^{2+} + Mg$  vs.  $Ca$  para a totalidade das análises de epidoto, organizadas de acordo com o contexto textural. Critérios de abreviação concordantes com o que foi descrito na **Figura V-18**.

A projecção conteúdos em  $(Fe^{3+})^M(Al^{3+})^M$  e  $(Ti^{4+})^M(Fe^{2+})^M$  revela que existe uma forte covariação negativa para um elevado número de análises, documentando a importância relativa do vector de substituição compósito  $(Fe^{3+})^M(Al^{3+})^M(Ti_{-1}^{4+}Fe_{-1}^{2+})^M$ .





**Figura V-21:** Projecção dos conteúdos  $(Fe^{3+})^M(Al^{3+})^M$  vs.  $(Ti^{4+})^M(Fe^{2+})^M$  para a totalidade das análises de epidoto, organizadas de acordo com o contexto textural. Critérios de abreviação concordantes com o que foi descrito na **Figura V-18**.

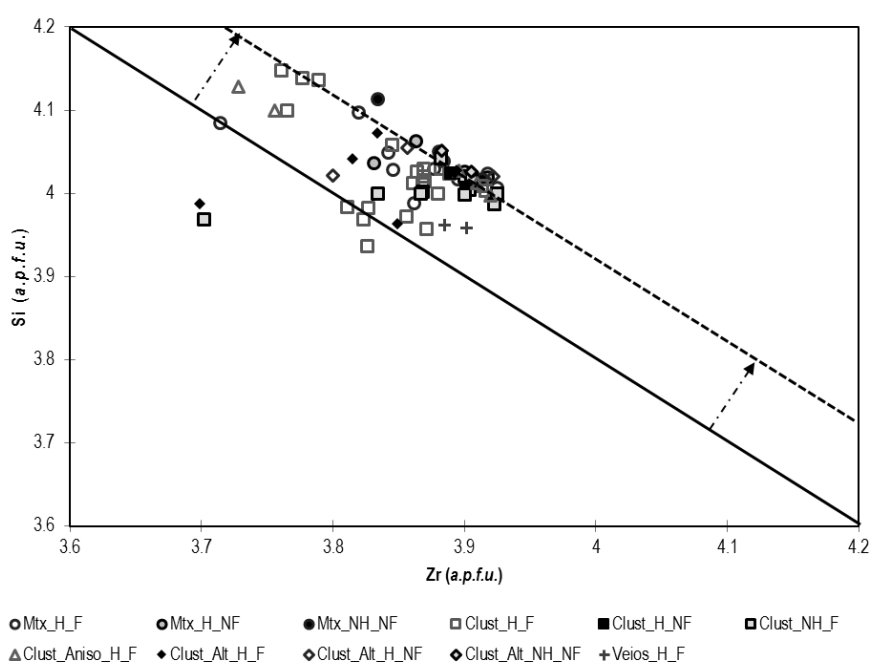
Ao longo desta subsecção testou-se a possibilidade da actuação de diversos mecanismos de substituição catiónica para os desvios obtidos à composição ideal do epidoto, sendo possível concluir que a variação composicional do epidoto se deve à conjugação de três vectores essenciais, em particular,  $(Fe^{3+})^M(Al^{3+})^M(Ti_{-1}^{4+}Fe_{-1}^{2+})^M$ ,  $(ETR^{3+})^A Th_{-1}^A Al_{-1}^{iv} Si_{-1}^{iv}$  e  $(Fe^{3+}, Mn^{3+})^M Al^{3+}$ .

### V.1.7. Grupo do zircão

O zircão constitui uma fase mineral acessória usual nas rochas vulcânicas félsicas, ocorrendo igualmente em fácies intermédias, embora a sua abundância seja reduzida e os cristais apresentem, em regra, dimensões submicroscópicas. Tipicamente o zircão ocorre em agregados juntamente com a apatite, rutilo, esfena e, mais raramente, monazite e xenótimo, formando disseminações finas na matriz ou preenchendo algumas discontinuidades estruturais. Em algumas situações os agregados minerais desenvolvem-se ao longo de corredores de alteração, associando-se nestas circunstâncias a clorite. A observação desta fase

mineral com recurso a microscopia electrónica de alta resolução revelou aspectos de fracturação intensa e permitiu também despistar a sua relativa homogeneidade/heterogeneidade composicional. Neste sentido, as 75 análises realizadas em 18 lâminas polidas foram categorizadas em função do contexto textural: (i) matriz (Mtx); (ii) agregados/agrupamentos minerais (Clust; *clusters*); (iii) agregados preenchendo descontinuidades (Clust\_Aniso) ou integrando domínios de alteração (Clust\_Alt); e (iv) veios. Foram ainda tomados em consideração aspectos relacionados com a intensidade de fracturação (fracturado, F ou não fracturado, NF) e homogeneidade química (homogéneo, H ou não homogéneo, NH).

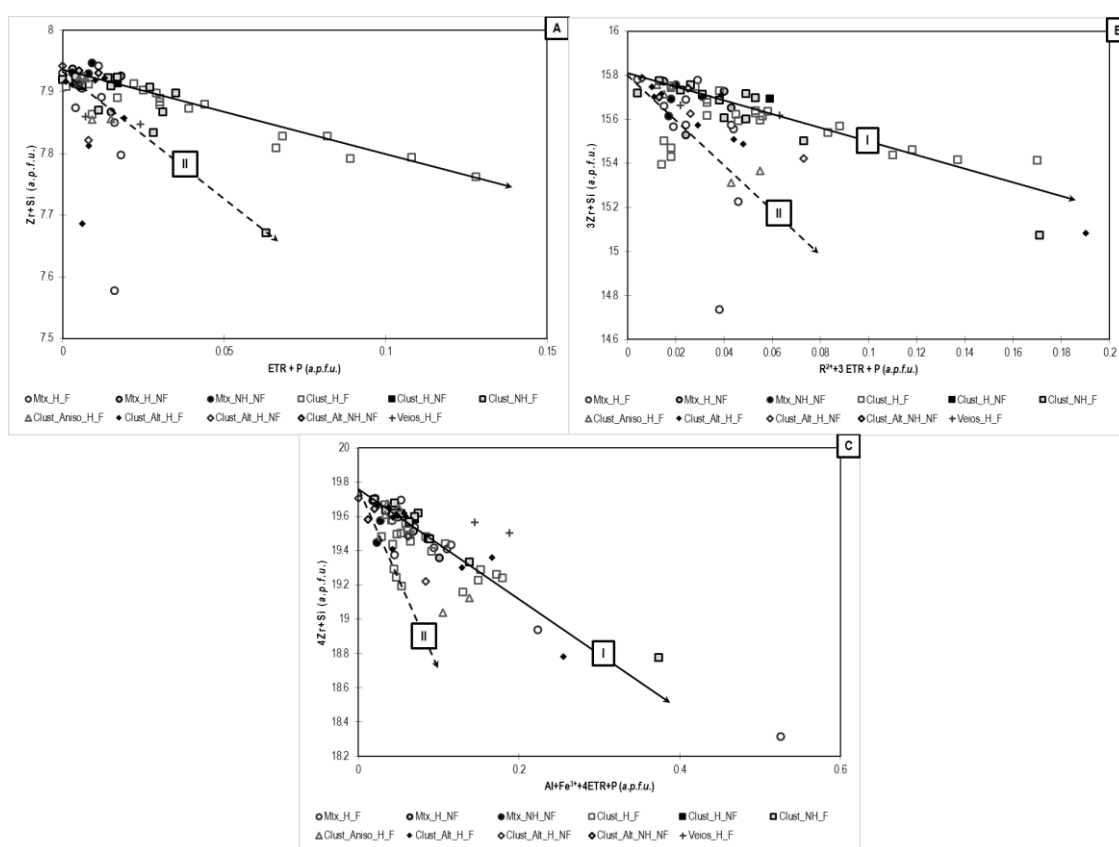
A composição química ideal do zircão é dada por  $ZrSiO_4$  e, tipicamente, esta desvia-se em função da incorporação de cátions tetravalentes que substituem o Zr de acordo com mecanismos do tipo  $Hf^{4+}Zr_{-1}^{4+}$  e  $(U^{4+}, Th^{4+}, Ti^{4+}, Sn^{4+})Zr_{-1}^{4+}$ . No caso presente, a projecção dos conteúdos catiónicos que transcrevem estes vectores revela sempre forte dispersão dos dados e ausência de qualquer covariação, sugerindo o desenvolvimento de sobrecrecimentos metamórficos e/ou modificações tardias afectando os grãos de zircão. Por outro lado, o simples teste materializado pela projecção dos conteúdos em Zr vs. Si mostra que a generalidade das análises obtidas se desvia da proporção ideal 1:1, como consequência de conteúdos baixos de zircónio balanceados por excesso de silício.



**Figura V-22:** Projecção dos conteúdos catiónicos de Zr vs. Si para a totalidade dos zircões analisados, organizados de acordo com o contexto textural em (i) matriz (Mtx), (ii) agrupamentos (Clust), (iii) agregados em descontinuidades (Clust\_Aniso) ou domínios alterados (Clust\_Alt) e (iv) associados a veios, tendo ainda em conta a homogeneidade (H) ou não homogeneidade (NH) e o carácter fracturado (F) ou não fracturado (NF) dos grãos. A linha a “cheio” mostra a proporção ideal (1:1) e a linha a tracejado, põe em evidência os desvios estruturais.

Uma vez que a utilização de vectores de substituição simples não permite explicar os desvios estruturais, testou-se a possível influência dos ETR e do P nas distribuições catiónicas obtidas. A projecção  $ETR + P$

vs.  $Zr + Si$  (**Figura V-22**) mostra que, na realidade, há alguma correlação inversa e a presença de duas famílias composicionalmente distintas, considerando a substituição do Zr por ETR e a entrada do P em substituição do Si; contudo, a amplitude de variação é muito reduzida e o mecanismo em causa não explica por completo alguns dos desvios. Assim, partindo do mesmo vector de substituição e considerando a possibilidade de ocupação de locais intersticiais, podemos obter dois vectores de substituição compósitos que importa testar (i)  $R^{2+}ETR_3PZr_{-3}^{4+}Si^{4+}$  e (ii)  $Al^{3+}Fe^{3+}ETR_4PZr_{-4}^{4+}Si^{4+}$ . A projecção destes vectores (**Figura V-23**, B; **Figura V-23**, C) mostra que o mecanismo de substituição que melhor explica a variabilidade composicional da família de zircões I é  $R^{2+}ETR_3PZr_{-3}^{4+}Si^{4+}$ , ao passo que os desvios composicionais na família II são explicados em parte pela incorporação de catiões trivalentes na posição idealmente ocupada pelo Zr.



**Figura V-23:** Projecção (A)  $ETR + P$  vs.  $Zr + Si$ , (B)  $R^{2+} + 3ETR + P$  vs.  $3Zr + Si$  e (C)  $Al + Fe^{3+} + 4ETR + P$  vs.  $4Zr + Si$  para a totalidade dos zircões analisados, organizados de acordo com critérios texturais (**Figura V-22**).

A análise cuidada da **Figura V-23** mostra, adicionalmente, que os zircões não fracturados seguem padrões distintos, considerando a homogeneidade química do próprio grão. Com efeito, verifica-se que os cristais não fracturados de zircão que exibem características de homogeneidade, sem desenvolvimento de texturas internas zonadas (relacionadas com o crescimento dos grãos minerais), se projectam ao longo da recta que define a família I, enquanto os não homogéneos acompanham a família II. A **Figura V-23** revela ainda que uma parte significativa dos zircões fracturados e homogéneos que ocorrem em agrupamentos minerais

se projectam sobre a recta da família II. Com isto conclui-se que a variação composicional apresentada pelo zircão não depende do contexto textural em que o mesmo ocorre.

A incorporação de elementos traço na estrutura dos minerais depende dos gradientes de temperatura vigentes durante o seu desenvolvimento, pelo que a concentração desses elementos pode ser usada na estimativa da temperatura de formação dessa fase mineral desde que sejam conhecidas as relações termodinâmicas que regulam as substituições catiónicas envolvidas no processo. Neste sentido, diversos autores (e.g. Ferry & Watson, 2007; Claiborne *et al.*, 2006; Harrison *et al.*, 2007) têm desenvolvido modelos de geotermometria que procuram estimar a temperatura de formação do zircão com base nos conteúdos de Ti nele incorporados (*TitaniZ*). Deste modo, fazendo uso da calibração experimental devida a Watson *et al.* (2006), o cálculo da temperatura ( $= T$ , °C) depende directamente dos conteúdos em Ti (ppm) medidos directamente em zircão ( $= Ti_{Zrn}$ , em ppm), isto é:

$$T(^{\circ}\text{C}) = \left[ 5080 / 6,01 - \log_{Ti_{Zrn}} \right] - 273$$

onde os valores de ajustamento (5080 e 6,01) enfermam de uma incerteza de  $\pm 30$  e  $\pm 0,03$ , respectivamente.. Esta abordagem assume a existência de condições de equilíbrio entre zircão e rútilo ( $a_{TiO_2} = a_{SiO_2} = 1$ ) o que conduz a dificuldades, pois nem sempre é possível demonstrar tal equilíbrio. Contudo, o geotermómetro *TitaniZ* só pode ser aplicado em sistemas saturados em rútilo (i.e. quando o sistema apresenta rútilo) e, tipicamente, os factores que contribuem para alta actividade em  $ZrO_2$  nos sistemas naturais (resultando na saturação em zircão), também concorrem para valores elevados de actividade de  $TiO_2$ . Com efeito, a saturação em zircão e rútilo depende fracamente da pressão e fortemente da temperatura e da composição do líquido magmático, como se verá adiante no capítulo VII dedicado às discussões. Assim, as limitações impostas à composição do *melt* restringem por si só  $a_{TiO_2}$  para valores geralmente superiores a 0,5 e inferiores à unidade, o que é compatível com a amplitude de variação registada por  $a_{TiO_2}$  nos sistemas naturais [e.g. 0,6(metabasitos),  $\approx 1$ (metapelitos) e 0,7 – 1 (rochas ígneas félsicas)]. Deste modo, tomando  $a_{TiO_2} \geq 0,5$  e negligenciando os eventuais efeitos da pressão, as temperaturas de cristalização em rochas magmáticas, calculadas com base no geotermómetro *TitaniZ* não serão subestimadas em mais de 50 – 60°C, relativamente ao valor real. A abordagem de Claiborne *et al.* (2007) corresponde a um ajustamento da equação proposta por Watson *et al.* (2006), considerando assim o efeito de  $a_{TiO_2} (= 0,7)$  na expressão de cálculo da temperatura, com base nas condições adequadas para a saturação do *melt* em esfena e titano-magnetite, ou seja,

$$T = \left[ 5080 / 6,01 - \log_{0,7 \times Ti_{Zrn}} \right] - 273$$

Daqui se depreende que os resultados obtidos devem ser interpretados em conjunto com os estimados de forma independente (e.g. com base no geotermómetro *ZirconiS*; ver subsecção V.1.8). De forma

equivalente à anterior, mantêm-se as mesmas incertezas relativamente ao ajustamento dos dados experimentais. Por último, a calibração experimental de Ferry & Watson (2007), mostra que a substituição do Ti no zircão depende dos valores  $a_{TiO_2}$  e  $a_{SiO_2}$ , não havendo nem interferência considerável da pressão, nem da saturação em quartzo e rútilo. Assim, a expressão do cálculo da temperatura é dada por

$$T(^{\circ}\text{C}) = \left( \frac{-4800}{\log T_{i_{Zrn}} + \log(a_{SiO_2}) - \log(a_{TiO_2}) - 5,711} \right) - 273$$

e a incerteza associada ao ajustamento dos dados experimentais corresponde a  $-4800 \pm 86$  e  $5,711 \pm 0,072$ , pelo que estes autores concluem que o cálculo de  $T$  conduz a subestimativas  $\leq 70^{\circ}\text{C}$  se a  $a_{TiO_2} < 1$  e sobre-estimativas da mesma ordem de grandeza de  $a_{SiO_2} < 1$ . No presente estudo, tomou-se  $a_{SiO_2} \approx 1$  uma vez que a associação mineral primária inclui quartzo em equilíbrio com zircão, mas não com rútilo; os valores de  $a_{TiO_2}$  foram estimados com base na composição química de rocha total (ver subsecção V.1.8).

Considerando as 75 análises efectuadas em zircão, procedeu-se à eliminação dos valores abaixo do limite de detecção, obtendo-se um total de 44 em análises. Para este conjunto verifica-se que a concentração média de  $TiO_2$  é igual a 0,0523 wt%, com amplitudes de variação entre 0,005 e 0,438 wt%. O cálculo das temperaturas de formação do zircão com base no conteúdo em Ti mostra que valores de concentração elementar elevados (*i.e.*  $TiO_2 > 0,1\text{wt}\%$ ) conduzem a temperaturas de formação inverosímeis, no intervalo 1000-1500  $^{\circ}\text{C}$ , qualquer que seja o modelo de solubilidade utilizado. Por outro lado, os valores elevados de  $TiO_2$  reflectem em muitos casos abertura do sistema cristalino e/ou a presença de micro-inclusões de outras fases (*e.g.* rútilo). Deste modo, excluindo do exercício de cálculo as 7 análises com conteúdo “anómalo” em  $TiO_2$ , os resultados obtidos com base no  $T(^{\circ}\text{C})$  modelo de Claiborne *et al.* (2007) vêem tal como sintetizado na **Tabela V-8**. Estes resultados indicam que:

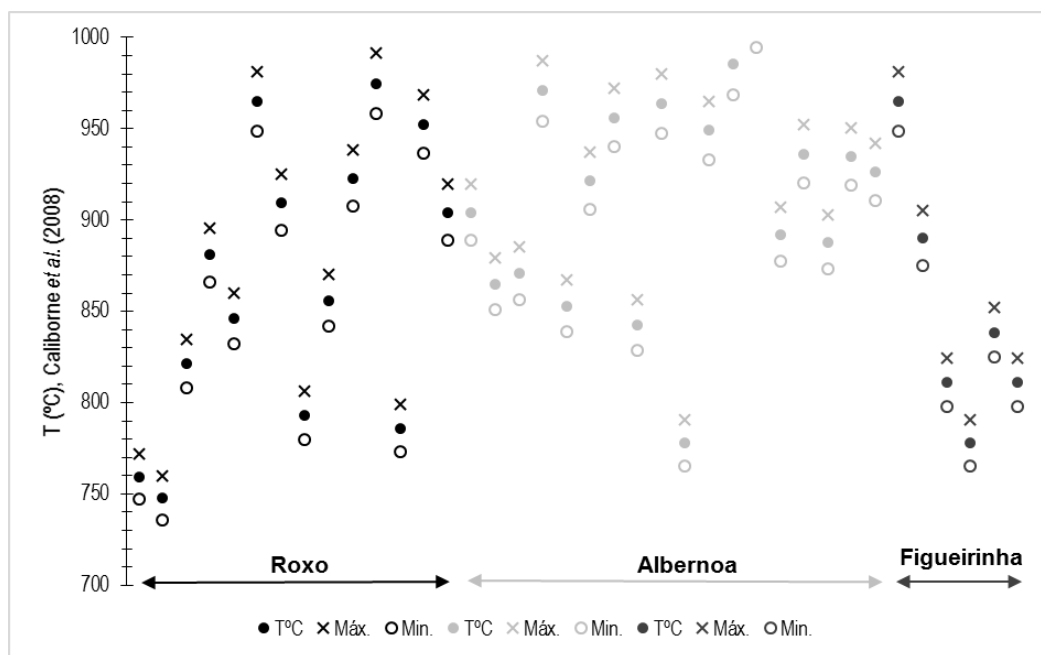
- (i) A formação do zircão deverá ter ocorrido nos intervalos 736-896  $^{\circ}\text{C}$  e 773-991  $^{\circ}\text{C}$  quando incluso em domínios matriciais e em agrupamentos contendo apatite e esfena, respectivamente, de rochas vulcânicas da região do Roxo;
- (ii) Para as rochas vulcânicas da região de Albernoa, existem dois intervalos de temperatura, o primeiro dos quais apontando para 839-987  $^{\circ}\text{C}$  a formação de zircões dispersos na matriz (homogéneos e não homogéneos, fracturados) e fazendo parte de agrupamentos (grãos homogéneos e fracturados); o segundo indicando 1002-765 $^{\circ}\text{C}$  para o desenvolvimento dos grãos de zircão homogéneos não fracturados em agrupamentos;
- (iii) Os grãos de zircão em rochas vulcânicas da região da Figueirinha exibem temperaturas de formação tendencialmente em torno de 798-981 $^{\circ}\text{C}$  e 798-852  $^{\circ}\text{C}$  correspondendo o primeiro intervalo a zircões homogéneos com evidências claras de fracturação e o segundo a zircões

não homogêneos e sem evidências de fracturas. Note-se ainda a presença de uma análise em zircão homogêneo não fracturado cuja temperatura de formação é inferior a 800 °C.

**Tabela V-8:** Amplitude de variação das temperaturas de formação do zircão (presente em vários contextos texturais) calculadas com base no geotermómetro *TitaniZ* de acordo com a alteração ao modelo de Watson et al. (2006) proposta por Claiborne et al. (2007). Critérios de abreviação de acordo com o que foi definido previamente para a **Figura V-22**.

	Contexto Textural	Média	Mediana	Desvio Padrão	Máximo	Mínimo	<i>n</i>
Roxo	Mtx_H_F	802	790	61	896	736	4
	Clust_H_F	891	907	68	991	773	10
	Total	866	868	76			14
Albernoa	Mtx_H_NF	904					1
	Mtx_NH_NF	868	868	4	919	851	2
	Clust_H_F	915	921	59	987	839	3
	Clust_H_NF	913	943	71	1002	765	8
	Clust_Aniso_H_F	916	926	25	951	873	3
	Total	908	921	54			17
Figueirinha	Clust_Alt_H_F	889	890	77	981	798	3
	Clust_Alt_H_NF	778					1
	Clust_Alt_NH_NF	825	825	19	852	798	2
	Total	849	825	68	981	765	6

A **Figura V-24** corrobora os pontos anteriormente expostos, mostrando a coexistência de intervalos distintos para as três regiões vulcânicas, em regra mais elevados para a região de Albernoa. Em termos globais importa salientar que os valores medianos das distribuições de temperatura indicados para a totalidade de análises de zircão em rochas vulcânicas das áreas de Roxo, Albernoa e Figueirinha se cifram em 868, 921 e 825°C, respectivamente.



**Figura V-24:** Amplitude de variação dos valores de temperatura obtidos com base no geotermômetro *TitaniZ* em zircões constituintes de rochas félsicas.

#### V.1.8. Grupo da esfena (titanite)

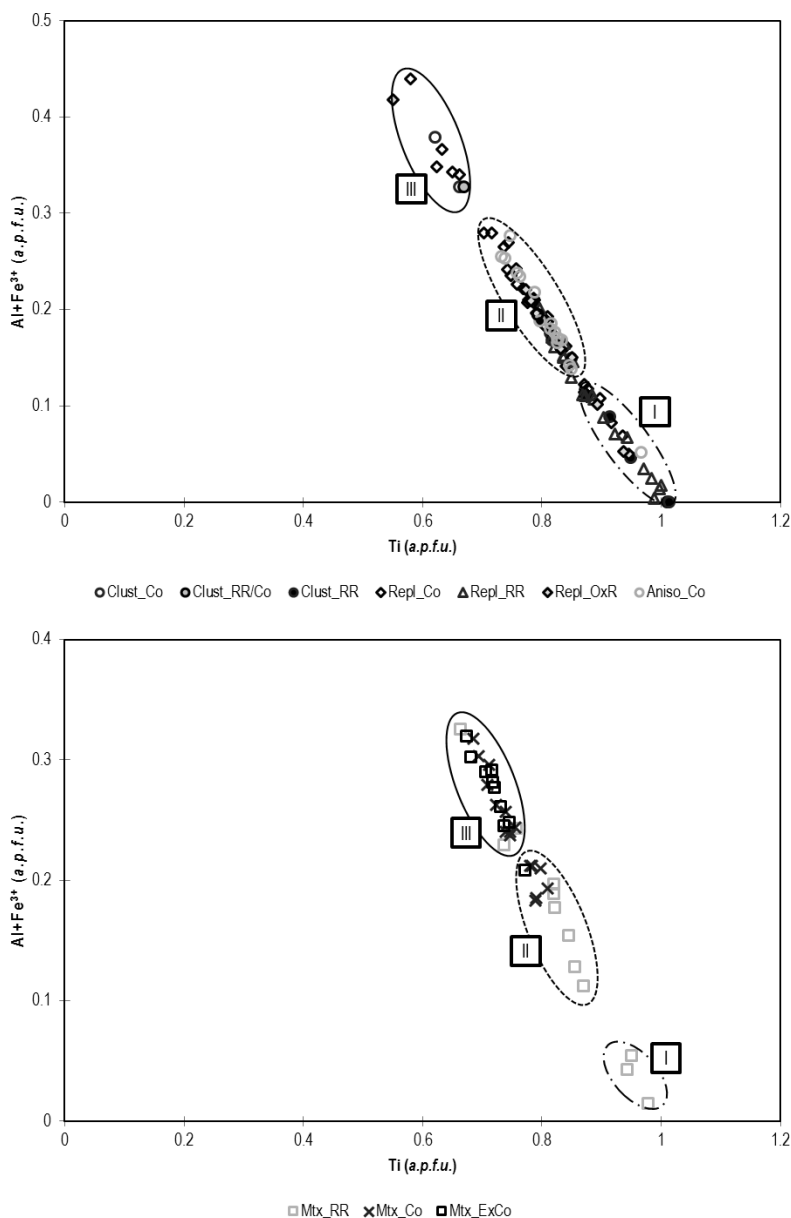
A esfena (titanite) é uma fase mineral acessória que ocorre em parte significativa das amostras analisadas (félsicas e intermédias), em diversos contextos texturais, nomeadamente: (i) agregados minerais que incluem apatite e/ou zircão e/ou monazite e/ou xenótimo (*Clust*); (ii) disseminações ou pequenos agregados dispersos na matriz (*Mtx*); (iii) associados a processos de substituição de fases minerais primárias, acompanhando tipicamente epidoto e/ou clorite (*Repl*); e (iv) ao longo de corredores preferenciais de alteração (*Alt*). Adicionalmente, a microscopia electrónica revelou características morfológicas e relações texturais não identificadas no microscópio óptico, em particular: (i) grãos de esfena com graus de corrosão variáveis (*Co*); e (ii) texturas de substituição de esfena-rútilo (*RR*) e esfena-óxidos de Ti, Fe e Mn (*OxR*).

Para caracterizar a variabilidade composicional desta fase mineral realizaram-se 138 análises pontuais em 16 lâminas polidas de rochas félsicas e intermédias, das quais 5 integram o conjunto seleccionado de Figueirinha-Albernoa e 11 o de Ervidel-Roxo. É importante chamar à atenção que o total de análises efectuadas para esta fase mineral supera largamente o valor anteriormente apresentado; contudo, dado o estado de degradação avançado de muitos cristais, não foi possível obter boas análises quantitativas.

A fórmula química ideal da esfena é dada por  $CaTiSiO_4(O,OH,F)$  admitindo-se soluções sólidas completas entre este termo e as esfenas aluminosas  $CaAlFSiO_5$ . Por outro lado, as posições idealmente ocupadas pelo cálcio podem ser preenchidas por um vasto leque de catiões uni-, di- e trivalentes, nomeadamente ETR, Y, Mn,  $Fe^{2+}$ , Sr, Ba, Mg, Na, K, Li, U, Th e Pb, compensadas por trocas catiónicas

que envolvem o Al,  $Fe^{3+}$ , Nb, Ta, Zr, Sn, V, Cr e afectam os conteúdos de Ti, ou que abarcam o P, Al 4H e modificam os totais de Si ou ainda que implicam a entrada de OH, F ou Cl na posição do O. Nestas circunstâncias é lícito invocar um mecanismo de substituição dupla do tipo  $Ti^{4+}(Al^{3+} + Fe^{3+})_{-1}$ , responsável pela incorporação de Al e  $Fe^{3+}$  na posição idealmente ocupada pelo Ti (**Figura V-25**), verificando-se uma covariação negativa e a separação de três famílias relativamente bem definidas nos dois diagramas. A análise cuidada da **Figura V-25** mostra que parte significativa das análises de esfena em contexto matricial pertence essencialmente à família III em conjunto com grãos de esfena corroídos associados a processos alteração. Em oposição, os grãos de esfena envolvidos em processos de substituição com rútilo distribuem-se tendencialmente pelas famílias I e II. Outros mecanismos do mesmo tipo podem ser testados, em particular: (i) acrescentando ao vector anterior o efeito da adição do F na posição do oxigénio [*i.e.*  $Ti^{4+}(Al^{3+} + Fe^{3+} + F)_{-1}$ ]; e (ii)  $Ti^{4+} + Al^{3+}(Zr^{4+} + Fe^{3+})_{-1}$ . O primeiro apresenta uma tendência semelhante aquela que foi descrita para a **Figura V-25**, aumentando contudo a dispersão das famílias I, II e III e esboçando uma separação na família III para os domínios matriciais. No segundo caso não se verifica qualquer covariação significativa e as análises disponíveis descrevem uma linha subhorizontal na projecção  $Ti + Al$  vs.  $Zr + Fe^{3+}$ . Da mesma forma, a incorporação de catiões monovalentes (*e.g.* Na) na posição do Ca equilibrada pela entrada de catiões pentavalentes (*e.g.* Nb + Ta) na posição de coordenação ocupada pelo Ti não permite explicar os desvios à composição ideal da esfena.

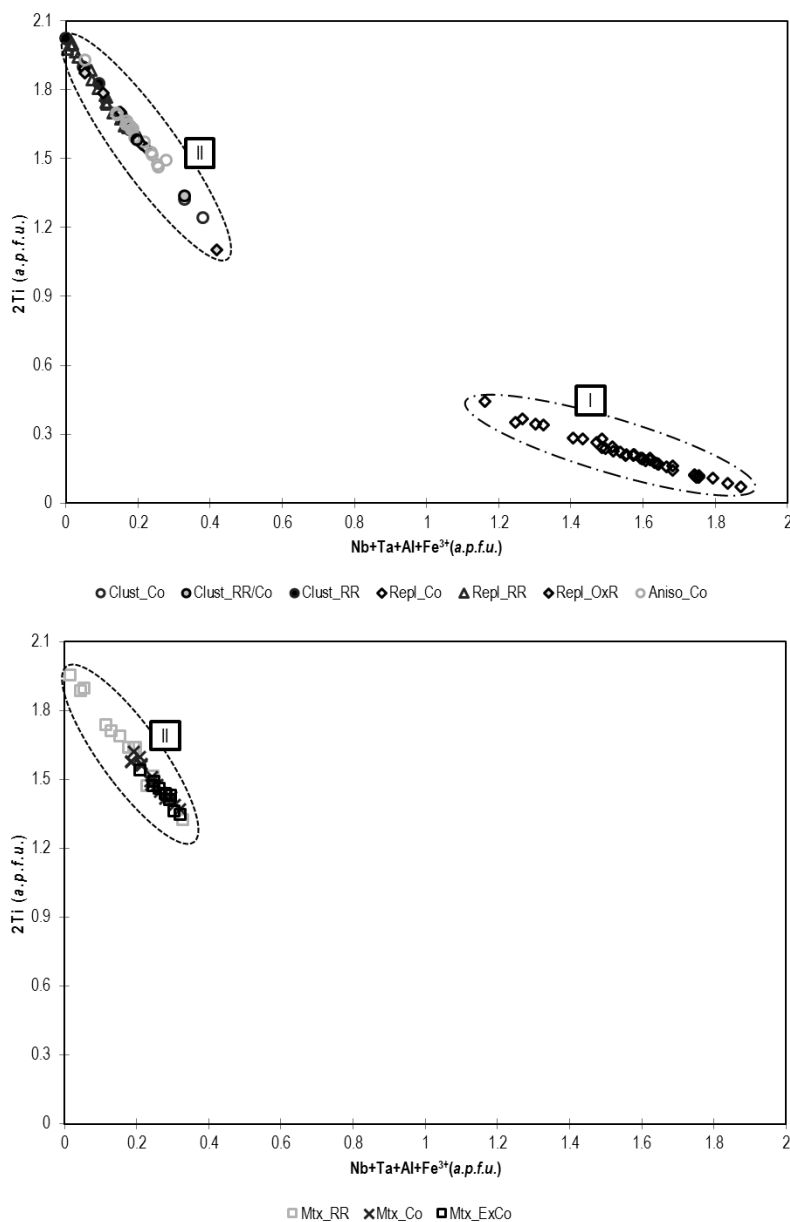




**Figura V-25:** Projecção do vector de substituição  $Ti$  vs.  $Al + Fe^{3+}$  para a totalidade de análises de esfena organizadas de acordo com o contexto textural, nomeadamente: (i) agregados/clusters (Clust), (ii) processos de substituição de fases minerais primárias (Repl); (iii) preenchimento de descontinuidades e (iv) disseminações ou agregados dispersos na matriz (Mtx), complementados por observações em microscopia electrónica relativamente a processos de corrosão dos cristais (Co- corroídos; ExCo – extremamente corroídos), processos de substituição rútilo-esfena (RR) e óxidos de Fe, Ti e Mn-esfena (OxR).

Numa abordagem semelhante, mas admitindo que por cada dois átomos de Ti por fórmula unitária que são extraídos à sua respectiva posição, são introduzidos cátions pentavalentes (Nb e Ta) e trivalentes (Al e Fe), verifica-se que este mecanismo de substituição exhibe boa covariação inversa e permite a definição de duas famílias (I e II) (**Figura V-26**), ao contrário do que se havia testado previamente. Com efeito, este vector de substituição permite distinguir claramente os grãos de esfena associados a processos de substituição de fases minerais primárias, acompanhando tipicamente epidoto e/ou clorite e com aspectos de desequilíbrio

com a matriz envolvente exibindo bordos corroídos. Por outro lado, a esfena matricial, que na **Figura V-25** desenvolvia claramente 3 famílias agrega-se, neste caso, num único grupo que, com um pequeno desvio, tipifica a composição da família I contemplada na **Figura V-25**.



**Figura V-26:** Projecção dos conteúdos  $Nb + Ta + Al + Fe^{3+}$  vs.  $2Ti$  a.p.u.f. para a totalidade de análises de esfena. Organização do contexto textural e características particulares de acordo com o que foi descrito na **Figura V-25**.

A substituição da posição de coordenação ocupada pelo Ca pode ser efectuada pela incorporação de ETR, compensada pela entrada de catiões trivalentes (e.g. Al e Fe) na posição ocupada pelo Ti de acordo com dois vectores de substituição: (i)  $\sum ETR + Al + Fe^{3+}Ca_{-1}Ti_{-1}$ ; e (ii)  $\sum ETR + Fe^{3+}Ca_{-2}Ti_{-1}$ . Todavia, estes mecanismos não desenvolvem co-variações significativas, desenhando quanto muito tendências de pendor sub-horizontal [vector (i)].

Em síntese, as análises efectuadas em esfena mostram que esta fase mineral não é homogénea e apresenta desvios consideráveis ao termo ideal, podendo a sua variabilidade composicional ser descrita pela conjugação dos vectores de substituição  $Ti^{4+}(Al^{3+} + Fe^{3+})_{-1}$ ,  $Nb + Ta + Al + Fe^{3+}Ti_{2-}$  e, em certa medida, pelo vector  $Ti^{4+}(Al^{3+} + Fe^{3+} + F)_{-1}$ .

De forma equivalente ao exercício apresentado para o zircão na subsecção V.1.7, pretende-se aqui estimar a temperatura de formação da esfena considerando os conteúdos traço de Zr obtidos para elevado número de análises químicas pontuais. De acordo com a calibração experimental desenvolvida por Hayden *et al.* (2007), a substituição do titânio por zircónio depende da temperatura, pressão,  $a_{TiO_2}$  e  $a_{SiO_2}$ , ou seja,

$$T = \frac{7708 - 960P}{10,52 - \log(a_{TiO_2}) - \log(a_{SiO_2}) - \log Zr_{Spn}} - 273$$

As relações expressas por esta equação baseiam-se em dados experimentais obtidos nos intervalos 800 – 900°C e 10 – 24 kbar, embora os trabalhos devidos a Mazdab *et al.* (2007) permitam a sua aplicação em condições de temperatura e pressão mais baixas. Tal como nos modelos de cálculo desenvolvidos para a temperatura de formação do zircão, existe subestimação da ordem de 50 – 70°C quando  $a_{TiO_2} < 1$  e  $a_{SiO_2} < 1$ . Caso a paragénese mineral inclua esfena e quartzo, mas não rútilo,  $a_{SiO_2} \approx 1$ , pelo que nesta situação a estimativa de  $T$  dependerá dos valores de  $P$  e a  $a_{TiO_2}$ . Considerando  $P = 2,5$  kbar para *melts* riolíticos e  $P \approx 4,5$  kbar para *melts* dacíticos e riodacíticos, a  $a_{TiO_2}$  pode ser avaliada com base no modelo de solubilidade do rútilo (Hayden & Watson, 2007), o qual requer conhecimento sobre a composição do *melt* a partir do qual a esfena cristalizou. Esta estimativa de  $a_{TiO_2}$  pode, no entanto, ser realizada a partir da composição de rocha total, considerando o modelo de solubilidade proposto por Hayden & Watson (2007), que prevê que a solubilidade do  $TiO_2$ , expressa sob a forma de concentração de Ti em ppm, em função da temperatura ( $T_{Rtl}$  em K) e do parâmetro FM  $\left(\frac{Na+K+2(Ca+Mg+Fe)}{Al \cdot Si}\right)$  (Ryerson & Watson, 1987) possa ser obtida com base na equação seguinte

$$\log_{Ti_{saturado}^{melt}} = 7,95 - \frac{5305}{T_{Rtl}} + 0,124FM$$

Deste modo havendo condições para fixar a temperatura do *melt*<sup>7</sup>, será possível conhecer a quantidade sw titânio requerido para a saturação (i.e.  $Ti_{saturado}^{melt}$ ). Assumindo que o conteúdo em  $TiO_2$  medido (análise de rocha total), convertido a Ti em ppm, não difere consideravelmente do valor atribuível ao *melt*  $Ti_{medido}^{melt}$ , então:

<sup>7</sup> Temperatura do *melt* estimada com base no cálculo da  $T(Zrn)$  a partir do modelo de Watson & Harrison (1983).

$$a_{TiO_2} = \frac{T_{medido}^{melt}}{T_{saturado}^{melt}}$$

Uma abordagem relativamente mais recente ao problema, levada a cabo por Thomas *et al.* (2010), mostra que a temperatura de formação da esfena, tendo em conta o conteúdo em Zr, é dada pela expressão seguinte, não descurando da influência da pressão nos mecanismos responsáveis pela substituição do titânio pelo zircónio:

$$T(^{\circ}C) = \frac{7145943 - 1538P}{88,9 - (X_{TiO_2}^{Spn}) + R \ln a_{TiO_2}}$$

em que  $X_{TiO_2}^{Spn}$  representa a fracção molar de  $ZrO_2$  na esfena e  $R$  a constante dos gases perfeitos ( $8,3145 \text{ JK}^{-1}$ ).

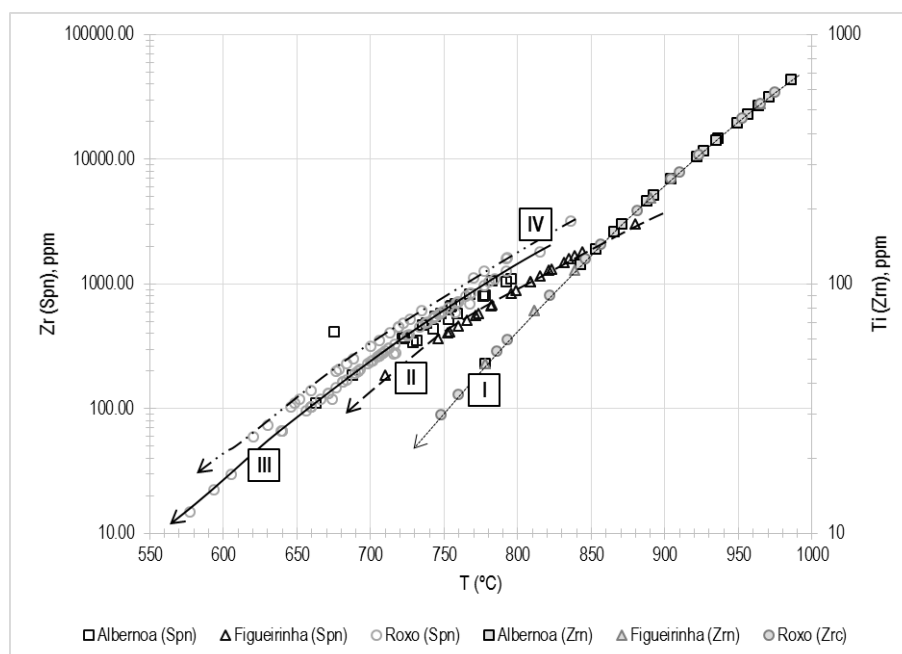
Neste sentido, tomando o modelo proposto por Hayden *et al.* (2007) e tendo por base os dados de rocha total tal como foi previamente exposto, consideraram-se os intervalos seguintes:  $0,71 < a_{TiO_2} < 0,81$  para as rochas félsicas da região do Roxo;  $0,73 < a_{TiO_2} < 0,94$  para as rochas félsicas da região de Albernoa; e  $a_{TiO_2} = 0,98$  para as rochas félsicas de Figueirinha. No caso das rochas intermédias e uma vez que os valores  $a_{TiO_2}$  estimados a partir da informação disponível para rocha total não se afiguram geologicamente plausíveis, optou-se pela utilização dos intervalos  $[0,6 - 0,73]$  e  $[0,6 - 0,71]$  para  $a_{TiO_2}$  em amostras de Albernoa e Roxo, respectivamente, os quais consideram os limites vulgarmente aceites para metabasitos ( $a_{TiO_2} = 0,6$ ) e os valores mínimos apresentados pelas rochas félsicas em ambas as regiões (0,73 e 0,71).

Numa primeira aproximação, considerando os valores mínimos para a  $a_{TiO_2}$  verifica-se que:

- (i) A temperatura de formação da esfena em rochas vulcânicas da região do Roxo tende a ser mais baixa ( $710 \pm 51^{\circ}C$ ), figurando no outro extremo as esfenas presentes em exemplares colhidos na região de Figueirinha ( $790 \pm 40^{\circ}C$ ) (**Tabela V-9**);
- (ii) As esfenas associadas à substituição de fases primárias e com texturas de substituição envolvendo rútilo ou óxidos de Ti, Fe e Mn (ilmenite rica em Mn) em amostras da região do Roxo, têm temperaturas médias e medianas de formação tendencialmente mais baixas;
- (iii) Em todas as áreas amostradas, as esfenas matriciais corroídas apresentam as temperaturas médias de formação mais elevadas.

**Tabela V-9:** Amplitude de variação das temperaturas de formação da esfena, com base no geotermómetro ZirconS (Hayden et al., 2007), considerando os valores mínimos para  $\alpha_{TiO_2}$ , isto é 0,71 e 0,60 para rochas félsicas e intermédias do Roxo, respectivamente; 0,94 para rochas vulcânicas da Figueirinha e 0,81 e 0,60 para rochas félsicas e intermédias de Albernoa.

	Contexto Textural	Média	Desvio Padrão	Mediana	Máximo	Mínimo	n
Roxo	Clust_RR	702	25	716	717	674	3
	Mtx_RR_Co	708	53	715	768	605	8
	Mtx_Co	762	7	762	767	758	2
	Repl_RR	690	51	683	815	577	19
	Repl_OxR	698	55	707	784	593	8
	Alt_Co	703	55	700	836	620	19
	Repl_Co	727	44	713	793	640	28
	Total	710	51	709	836	577	87
Albernoa	Clust_Co	739	35	743	792	663	18
	Mtx_RR_Co	748	14	753	759	731	3
	Mtx_Co	796					1
	Total	742	34	746	796	663	22
Figueirinha	Mtx_Co	824	25	822	880	782	12
	Mtx_ExCo	761	23	762	795	710	10
	Total	795	40	797	880	710	22



**Figura V-27:** Projecção dos valores de temperatura calculados com base nos geotermómetros ZirconS e TitaniZ versus, respectivamente, os conteúdos de Zr em esfena e de Ti em zircão constituintes das rochas vulcânicas dos eixos vulcânicos de Figueirinha Albernoa e Ervidel-Roxo, considerando valores mínimos de  $\alpha_{TiO_2}$ .

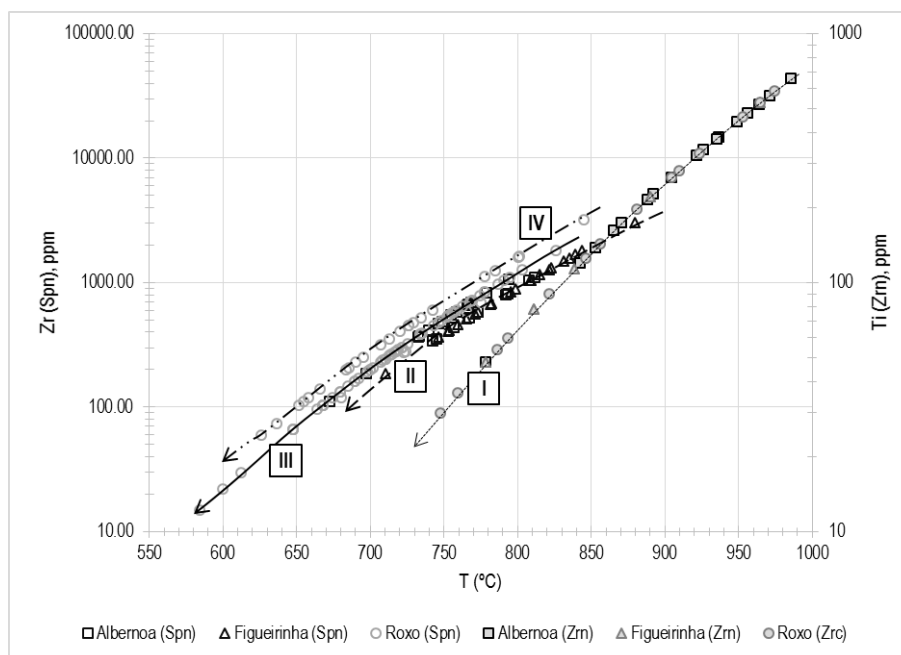
O cruzamento destes resultados com os obtidos previamente com base no geotermômetro *TitaniZ* patente na **Figura V-27** permite concluir que:

- (i) A temperatura de formação do zircão (linha I) é tendencialmente mais elevada do que a da esfena;
- (ii) É possível distinguir três percursos evolutivos: o primeiro materializado pela linha II, englobando grosso modo as análises correspondentes a esfenas contidas em amostras da região de Albernoa; o segundo materializado pela linha III, agregando parte substancial das análises obtidas em exemplares das regiões do Roxo e Figueirinha; e, por último, o terceiro (linha IV), incluindo as análises de esfena em amostras da região do Roxo com evidências de alteração metassomática/hidrotermal forte.

Considerando agora os valores máximos de  $\alpha_{TiO_2}$  verifica-se que as tendências previamente descritas se mantêm, não se verificando incrementos significativos nos valores médios das temperaturas de formação da esfena, aumentando cerca de 8°C no caso de grãos inclusos em amostras das regiões do Roxo e Albernoa.

**Tabela V-10:** Amplitude de variação das temperaturas de formação da esfena com base no geotermômetro ZirconS (Hayden et al., 2007), considerando os valores máximos para  $\alpha_{TiO_2}$ , isto é 0,81 e 0,71 para rochas félsicas e intermédias do Roxo, respectivamente; 0,94 para rochas vulcânicas da Figueirinha e 0,94 e 0,73 para rochas félsicas e intermédias de Albernoa.

	Contexto Textural	Média	Desvio Padrão	Mediana	Máximo	Mínimo	n
Roxo	Clust_RR	709	25	723	724	680	3
	Mtx_RR_Co	717	54	724	778	612	8
	Mtx_Co	770	7	770	775	765	2
	Repl_RR	699	52	692	826	584	19
	Repl_OxR	707	56	715	794	600	8
	Alt_Co	710	56	707	845	626	19
	Repl_Co	736	45	720	801	647	28
	Total	718	51	717	845	584	87
Albernoa	Clust_Co	753	33	756	808	672	18
	Mtx_RR_Co	769	19	770	792	745	4
	Mtx_Co	811					1
	Total	758	33	759	811	672	23
Figueirinha	Mtx_Co	824	25	822	880	824	12
	Mtx_ExCo	761	23	762	795	710	10
	Total	795	40	797	880	710	22



**Figura V-28:** Projeção dos valores de temperatura calculados com base nos geotermômetros *ZirconiS* e *TitaniZ* versus, respectivamente, os conteúdos de Zr em esfena e de Ti em zircão constituintes das rochas vulcânicas dos eixos vulcânicos de Figueirinha Albernoa e Ervidel-Roxo, considerando valores máximos de  $\alpha_{TiO_2}$ .

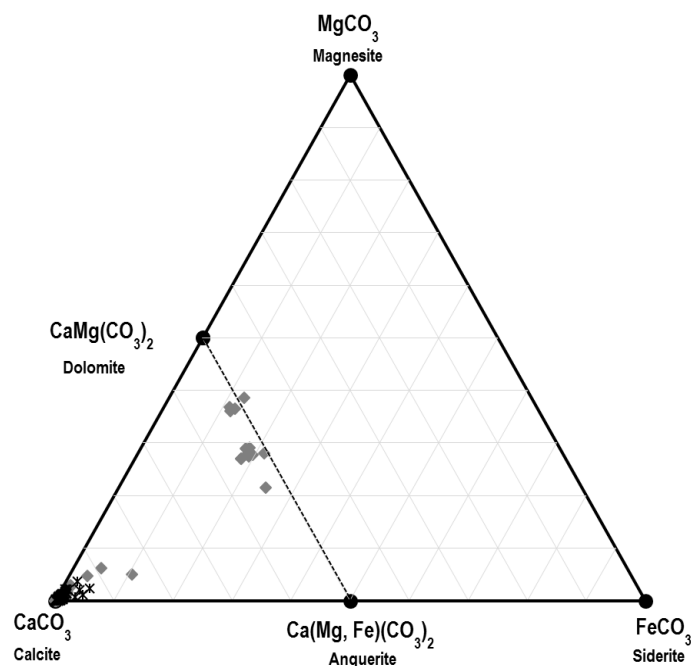
De forma equivalente, verifica-se que o cruzamento dos dados do *ZirconiS* com os dados obtidos na secção V.1.7 com o geotermómetro *TitaniZ* (**Figura V-27** e **Figura V-28**) permite obter os mesmos três percursos evolutivos de temperatura, separando no entanto melhor as esfenas presentes em rochas fortemente alteradas da região do Roxo das restantes.

## V.2. Carbonatos

Os carbonatos constituem uma fase acessória secundária associada em regra à alteração das fácies de natureza intermédia e, com menos importância, das rochas félsicas; nestas últimas constituem uma fase típica do preenchimento tardio de veios e filonetes. Para a caracterização da variabilidade composicional deste grupo mineral efectuaram-se 150 análises em 20 amostras seleccionadas, distribuídas equitativamente pelos eixos vulcânicos de Ervidel-Roxo (10 lâminas delgadas polidas) e Figueirinha-Albernoa (10 lâminas delgadas polidas).

Com base na análise da **Figura V-29** é possível distinguir duas famílias de carbonatos em amostras da região de Figueirinha-Albernoa; os exemplares do eixo vulcânico de Ervidel Roxo apresentam carbonatos com elevada homogeneidade composicional em torno da composição ideal da calcite. Efectivamente se atendermos à amplitude de variação composicional das calcites da região do Roxo verificamos que esta é insignificante quando comparada com a da região de Figueirinha-Albernoa,  $Ca_{1,991-1,814}$  e

$Ca_{1,994-1,653}$ . No que respeita aos carbonatos presentes em rochas vulcânicas de natureza intermédia verifica-se que as suas composições variam entre os termos ideais da dolomite e da dolomite ferrífera (anquerite), apresentando uma amplitude de variação considerável para o total de cátions Mg e Fe *a.p.u.f.*, nomeadamente,  $Mg_{0,763-0,423}$  e  $Fe_{0,490-0,215}$ . As amplitudes composicionais registadas para os carbonatos analisados estão sintetizadas na **Tabela V-11**.



**Figura V-29:** Projecção da totalidade de análises efectuadas em carbonatos constituintes das rochas vulcânicas dos eixos vulcânicos de Ervidel-Roxo e de Figueirinha-Albernoa no sistema ternário  $MgCO_3$ - $CaCO_3$ - $FeCO_3$ .

**Tabela V-11:** Amplitude composicional (média, desvio padrão, mediana, valor máximo e mínimo) para a totalidade de carbonatos analisados.

	Localização	Média	Desvio Padrão	Mediana	Máximo	Mínimo	n
<b>Ca (a.p.u.f)</b>	Roxo	1,958	0,034	1,965	1,991	1,814	72
<b>Ca (a.p.u.f)</b>	Figueirinha-Albernoa	1,944	0,064	1,957	1,994	1,653	64
<b>Ca (a.p.u.f)</b>	Figueirinha-Albernoa	1,029	0,032	1,037	1,087	0,962	14
<b>Mg (a.p.u.f)</b>	Figueirinha-Albernoa	0,591	0,093	0,555	0,763	0,423	14
<b>Fe (a.p.u.f)</b>	Figueirinha-Albernoa	0,343	0,080	0,364	0,490	0,215	14

Importa ainda fazer aqui referência à presença esporádica de fluorcarbonatos de Ca e ETRL, tipicamente associados a agregados contendo apatite, monazite, zircão e esfena. Não obstante haver registo da presença desta fase em mais do que uma amostra, a dimensão reduzida e elevada fragilidade dos grãos,



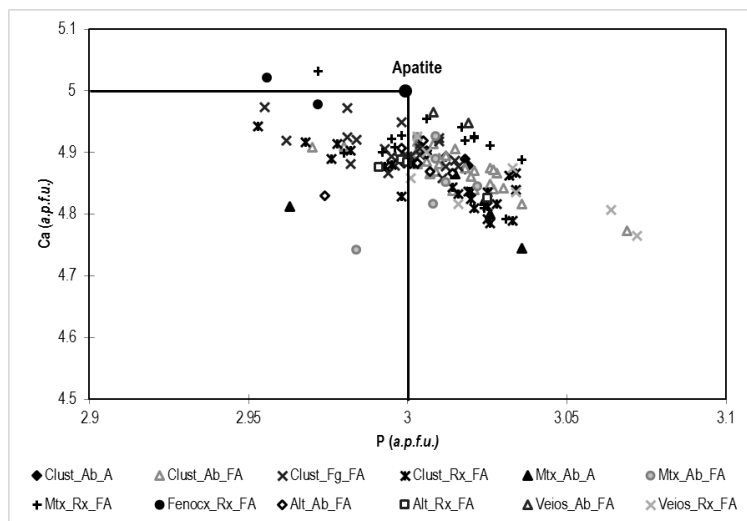
apenas permitiu obter com sucesso uma análise; esta apresenta 28,745 wt%  $CO_2$  19,056 wt% de  $CaO$  e 18,856 wt% de  $Ce_2O_3$ , conteúdos em ETRL e ETRM entre 0,5 – 10 wt%, acompanhados por 7,225 wt% de  $Fe$  4,89 wt% de  $Y_2O_3$ .

### V.3. Fosfatos

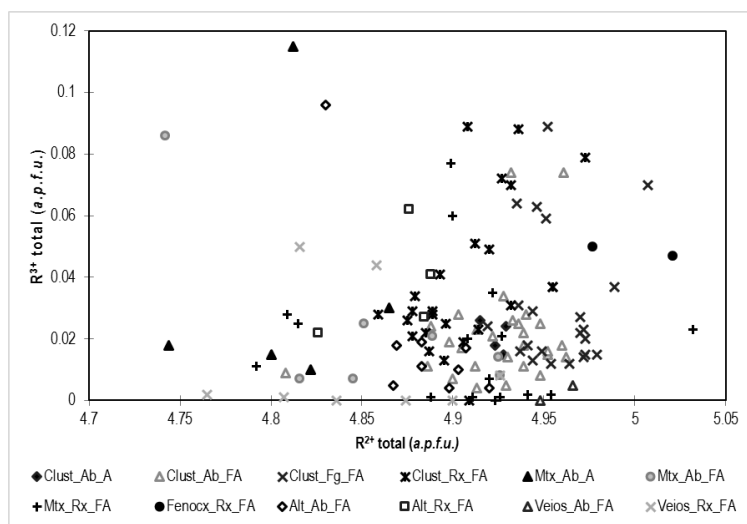
O grupo dos fosfatos caracterizados neste estudo compreende apatite, monazite e o xenótimo. A apatite surge em fácies félsicas e intermédias tendo sido identificada em 21 lâminas polidas, para as quais se efectuaram 148 análises quantitativas. A monazite e sobretudo o xenótimo são fases vestigiais e submicroscópicas, tendo sido realizadas com sucesso 13 análises quantitativas em monazite e 2 em xenótimo. A apatite ocorre tipicamente em agregados minerais, em regra fazendo-se acompanhar por zircão, esfena, monazite (e xenótimo) e rútilo; ocorre igualmente sob a forma de disseminações isoladas na matriz, veios, associando-se a esfena (e rútilo) juntamente com produtos de alteração (nomeadamente clorite, epídoto e sericite) de fases minerais primárias.

A fórmula química ideal da apatite é dada por  $Ca_5(PO_4)_3(F, Cl, OH)$ , podendo a posição idealmente ocupada pelo Ca: (i) incorporar catiões trivalentes, compensados na posição de coordenação idealmente ocupada pelo P por catiões tetravalentes; ou (ii) incluir catiões monovalentes, com consequente perda de aniões (F, Cl ou OH) e abertura de vacaturas estruturais; ou ainda, (iii) conter outros catiões divalentes de raio equivalente. Neste âmbito, a simples correlação do Ca com o P mostra um acentuado desvio relativamente à composição ideal (**Figura V-30**), pelo que é necessário perceber quais são os mecanismos de troca catiónica responsáveis por tais afastamentos. Assim, verifica-se que:

- (i) A possível substituição do cálcio por sódio, embora esboce uma tendência para a correlação inversa, exhibe dispersão considerável, não se observando também covariação entre o Na e a criação de vazios estruturais na posição ocupada pelo F, Cl e OH. É contudo digno de nota o desenvolvimento de dois agrupamentos bem distintos, caracterizados pela formação de vazios ( $\approx 0,8$  a.p.u.f..) em apatites matriciais e inclusas em *clusters* das amostras da região de Albernoa; pelo contrário nas fluor-apatites, as vacaturas não vão para além de 0,5 a.p.u.f.;
- (ii) A substituição do Ca por catiões  $R^{2+}(Fe^{2+}, Mg, Mn, Sr, Ba)$  não é efectuada em quantidade suficiente de forma a compensar os conteúdos relativamente baixos em cálcio;
- (iii) A substituição do Ca por catiões  $R^{3+}(Fe^{3+} e Al) + ETR$  não é um mecanismo efectivo, uma vez que não se observa qualquer covariação entre conteúdos catiónicos p.u.f., o que também explica a inexistência de substituições ao nível das posições ocupadas por P;
- (iv) A projecção da soma de todos os catiões divalentes *versus* totalidade de catiões trivalentes mostra uma forte dispersão dos dados, ainda que haja a sugestão para o desenvolvimento de dois agrupamentos composicionalmente distintos (**Figura V-31**).

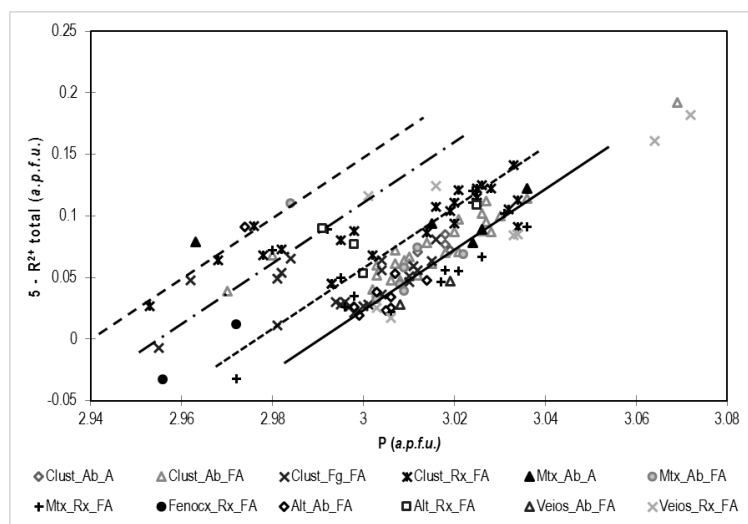


**Figura V-30:** Projecção do P vs. Ca (a.p.f.u.) considerando a composição ideal da apatite. As análises foram agrupadas de acordo com o contexto textural em: clusters (Clust), matriz (Mtx), associadas à alteração de fenocristais (Fenocx), domínios de alteração (Alt) e veios; por área geográfica em: Ab (Albemoa), Fg (Figueirinha) e Rx (Roxo). Considerou-se ainda a separação entre apatite (A) e fluor-apatite (FA).

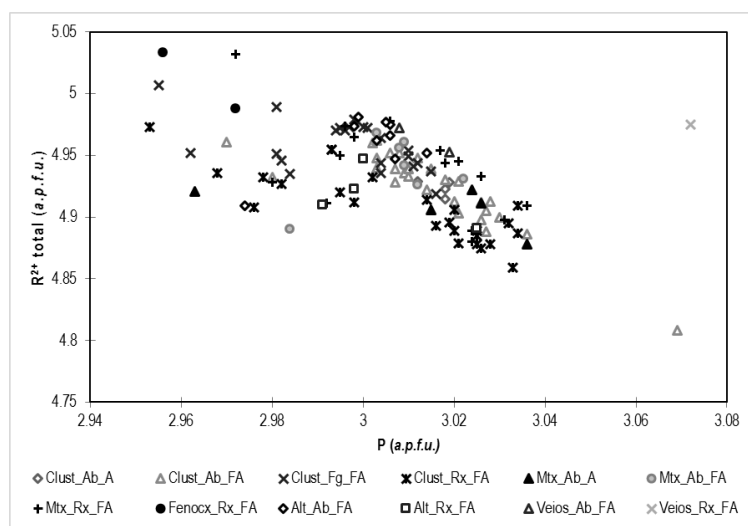


**Figura V-31:** Projecção do total de cátions divalentes ( $R^{2+}$ ) vs. Total de cátions trivalentes ( $R^{3+}$ ). Critérios de abreviação de acordo com o estipulado na **Figura V-30**.

Deste modo, a covariação positiva entre os conteúdos em P e as vacaturas na posição do Ca, sugere fortemente que a criação de vazios estruturais se deve, na sua essência, a um ligeiro excesso em fósforo (**Figura V-32**)



**Figura V-32:** Projeção do  $P$  vs.  $5 - R^{2+}(\text{total})$ , sendo 5 o total de cátions na posição do Ca e  $R^{2+}(\text{total})$ , o total de cátions divalentes na posição ocupada idealmente pelo Ca; a expressão  $5 - R^{2+}(\text{total})$  exprime, assim, os vazios da posição idealmente ocupada pelo Ca. Critérios de abreviação de acordo com o estipulado na **Figura V-30**.

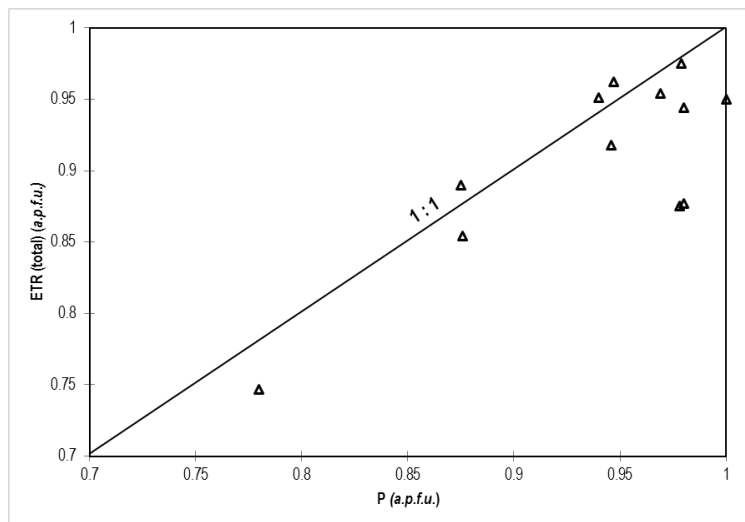


**Figura V-33:** Projeção do  $P$  vs.  $R^{2+} \text{ total (a.p.f.u.)}$ . Critérios de abreviação de acordo com o estipulado na **Figura V-30**.

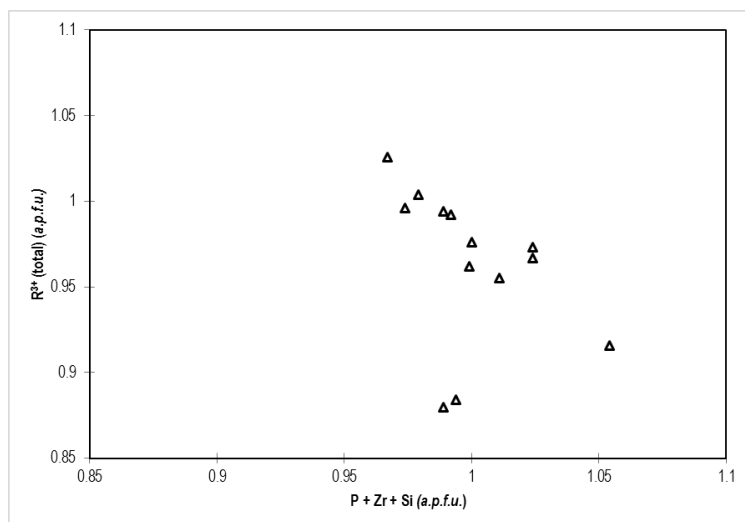
A fórmula geral dos grupos da monazite e xenótimo é dada por  $MT\text{O}_4$ , onde:  $M$  = ETR, Th, Ca e Bi e  $T$  = P (ocasionalmente substituído por As) na monazite; e  $M$  = Y, ETR, Yb e Th e  $T$  = P, As, V e Nb no xenótimo (e.g. Graeser *et al.*, 1973; Bea, 1996; Kolitsch & Holtstam, 2004; Ondrejka *et al.*, 2007 in Hetherington *et al.*, 2008).

A projecção  $P$  versus ETR total mede o afastamento à composição ideal da monazite, verificando-se que parte substancial dos grãos analisados se encontra na proximidade da composição ideal (**Figura V-34**). Por outro lado, considerando o total de ocupação na posição T e o total de  $R^{3+}$  [ $\text{ETR} + \text{Fe}^{3+} + \text{Al}$

verifica-se que o  $\sum(P + Zr + Si)$  é tanto maior quanto menor for o total de  $R^{3+}$  (**Figura V-35**), sendo este último afectado pela incorporação de cátions divalentes, nomeadamente, Ca, Ba, Sr, Mg e Mn.



**Figura V-34:** Projecção  $P$  vs.  $ETR$  (total) (a.p.f.u.) para a totalidade de monazites analisadas.



**Figura V-35:** Projecção do total de ocupação da posição  $T$  ( $P + Zr + Si$ ) vs.  $R^{3+}(total) - ETR + Fe^{3+} + Al$ .

A análise dos dados em wt% mostra que, em média, os totais analíticos perfazem 98,5%, pelo que os desvios previamente referidos se poderão dever a uma possível hidratação; por outro lado, a incorporação de cátions tetravalentes nas posições  $T$  não é adequadamente compensada pela quantidade de cátions  $R^{2+}$  em  $M$ .

Importa por último referir a ocorrência de uma fase mineral cuja composição química é compatível com a estequiometria da churchite; esta fase surge associada a apatite e rútilo em de corredores de alteração

relativamente ricos em clorite, apresentando a seguinte composição química:  $(Ce_{0,519}La_{0,219}Nd_{0,152})P_{1,037}O_4(OH_{3,934})$ .

#### V.4. Sulfuretos

Os sulfuretos constituem fases acessórias ou vestigiais quer em rochas félsicas, quer em rochas intermédias. No total efectuaram-se 74 análises quantitativas das quais 34 correspondem a pirite, 20 a calcopirite, 14 a pirrotite e 6 a esfalerite.

A pirite apresenta composição próxima da ideal  $FeS_2$ , com  $Fe_{1,03-0,98}$  e quantidades traço sistemáticas de Co, com bastante frequência acompanhadas por Ni, Cu e mais raramente Mn, Pb, Zn, In, Cd, Sb e As [Tabela V-12]. A composição média obtida para as pirites da região do Roxo vem igual a  $Fe_{1,006}S_{1,986}$ , ao passo que para a região de Figueirinha-Albernoa se cifra em  $Fe_{1,001}S_{1,983}$ , colocando em evidência uma forte homogeneidade composicional.

**Tabela V-12:** Amplitude composicional (média, desvio padrão, mediana, valor máximo e mínimo) para a totalidade das pirites analisadas ( $n = 34$ )

	Média	Desvio Padrão	Mediana	Máximo	Mínimo
<b>S</b>	1,9846	0,0087	1,9860	1,9990	1,9660
<b>In</b>	0,0001	0,0002	0,0000	0,0010	0,0000
<b>Zn</b>	0,0003	0,0005	0,0000	0,0010	0,0000
<b>Cd</b>	0,0000	0,0002	0,0000	0,0010	0,0000
<b>Sb</b>	0,0000	0,0002	0,0000	0,0010	0,0000
<b>Ni</b>	0,0022	0,0031	0,0010	0,0110	0,0000
<b>Cu</b>	0,0009	0,0013	0,0010	0,0050	0,0000
<b>Co</b>	0,0031	0,0021	0,0020	0,0080	0,0010
<b>Fe</b>	1,0036	0,0091	1,0035	1,0290	0,9810
<b>Pb</b>	0,0001	0,0003	0,0000	0,0010	0,0000
<b>Mn</b>	0,0002	0,0004	0,0000	0,0010	0,0000
<b>As</b>	0,0041	0,0057	0,0010	0,0270	0,0000

As análises de calcopirite mostram totais catiónicos bastante próximos da composição ideal  $CuFeS_2$ , contando com a presença de conteúdos traço sistemáticos em Co, quase sistemáticos em Zn e ocasionalmente em In, Ni, Se, Cd, Mn, Ag, Sb, Sn, Pb, Au e As [Tabela V-13]. A composição média obtida para as calcopirites analisadas em litótipos do eixo vulcânico de Ervidel-Roxo e do eixo vulcânico de Figueirinha-Albernoa expressa-se por  $Cu_{0,977}Fe_{1,006}S_{2,008}$  e  $Cu_{0,968}Fe_{1,004}S_{2,020}$ , respectivamente.

**Tabela V-13:** Amplitude composicional (média, desvio padrão, mediana, valor máximo e mínimo) para a totalidade das calcopirites analisadas ( $n = 20$ ).

	Média	Desvio Padrão	Mediana	Máximo	Mínimo
<b>S</b>	2,0138	0,0143	2,0145	2,0340	1,9820
<b>In</b>	0,0002	0,0004	0,0000	0,0010	0,0000
<b>Zn</b>	0,0027	0,0021	0,0025	0,0090	0,0000
<b>Cd</b>	0,0002	0,0004	0,0000	0,0010	0,0000
<b>Sb</b>	0,0001	0,0003	0,0000	0,0010	0,0000
<b>Se</b>	0,0003	0,0004	0,0000	0,0010	0,0000
<b>Ni</b>	0,0004	0,0007	0,0000	0,0020	0,0000
<b>Cu</b>	0,9730	0,0100	0,9730	0,9950	0,9580
<b>Co</b>	0,0024	0,0031	0,0020	0,0150	0,0010
<b>Sn</b>	0,0003	0,0004	0,0000	0,0010	0,0000
<b>Fe</b>	1,0052	0,0119	1,0065	1,0240	0,9850
<b>Pb</b>	0,0004	0,0005	0,0000	0,0010	0,0000
<b>Mn</b>	0,0006	0,0008	0,0000	0,0020	0,0000
<b>Ag</b>	0,0002	0,0004	0,0000	0,0010	0,0000
<b>Au</b>	0,0004	0,0011	0,0000	0,0050	0,0000
<b>As</b>	0,0002	0,0004	0,0000	0,0010	0,0000

A esfalerite ocorre essencialmente sob a forma de inclusões submicroscópicas em pirite e calcopirite (que se distribuem ao longo de veios) e mais raramente em cristais identificáveis ao microscópio óptico, associando-se à calcopirite, calcite e quartzo. Dada a baixa resolução dos cristais apenas foi possível efectuar 6 medições, todas elas em litótipos de natureza intermédia (região do Roxo).

As amplitudes composicionais registadas para a esfalerite estão sintetizadas na **Tabela V-14**. À semelhança da pirite e calcopirite, esta fase mineral apresenta quantidades traço sistemáticas em Co e Cd, quase sistemáticas em Cu e ocasionais em Mn, In e Ag. Posto isto, a composição média das esfalerites analisadas é dada por  $Zn_{0,820}Fe_{0,132}S_{1,018}$ , denunciando um conteúdo em Fe não negligenciável.

**Tabela V-14:** Amplitude composicional (média, desvio padrão, mediana, valor máximo e mínimo) para a totalidade das esfalerites analisadas ( $n = 6$ ).

	Média	Desvio Padrão	Mediana	Máximo	Mínimo
<b>S</b>	1,0178	0,0093	1,0160	1,0340	1,0090
<b>In</b>	0,0003	0,0005	0,0000	0,0010	0,0000
<b>Zn</b>	0,8195	0,1091	0,8615	0,8890	0,6020
<b>Cd</b>	0,0012	0,0008	0,0010	0,0020	0,0000
<b>Ni</b>	0,0007	0,0005	0,0010	0,0010	0,0000
<b>Cu</b>	0,0245	0,0375	0,0010	0,0800	0,0000
<b>Co</b>	0,0033	0,0044	0,0020	0,0120	0,0000
<b>Fe</b>	0,1322	0,1113	0,0910	0,3580	0,0670
<b>Pb</b>	0,0002	0,0004	0,0000	0,0010	0,0000
<b>Mn</b>	0,0003	0,0005	0,0000	0,0010	0,0000
<b>As</b>	0,0002	0,0004	0,0000	0,0010	0,0000

A pirrotite, detectada apenas em duas amostras (CW2-I e CW2-SS), forma disseminações matriciais ou ocorre em veios de clorite e pirite, respectivamente. As distribuições catiónicas para a pirrotite foram

calculadas na base de 1 átomo de S, daqui resultando uma composição média igual a  $Fe_{0,858}S$ . À semelhança da pirite, a pirrotite apresenta quantidades traço sistemáticas em Co, quase sistemáticas em Ni e Cu e mais raramente em Bi, Se, Ge, Pb, Mn, Zn, Ag e As.

**Tabela V-15:** Amplitude composicional (média, desvio padrão, mediana, valor máximo e mínimo) para a totalidade das pirrotites analisadas ( $n = 14$ ).

	Média	Desvio Padrão	Mediana	Máximo	Mínimo
<b>S</b>	1,0000	0,0000	1,0000	1,0000	1,0000
<b>Bi</b>	0,0000	0,0003	0,0000	0,0010	0,0000
<b>Zn</b>	0,0001	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
<b>Se</b>	0,0000	0,0012	0,0010	0,0040	0,0000
<b>Ni</b>	0,0016	0,0168	0,0000	0,0630	0,0000
<b>Cu</b>	0,0046	0,0015	0,0040	0,0050	0,0010
<b>Co</b>	0,0034	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
<b>Ge</b>	0,0000	0,0122	0,8605	0,8720	0,8330
<b>Fe</b>	0,8580	0,0004	0,0000	0,0010	0,0000
<b>Pb</b>	0,0001	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
<b>Mn</b>	0,0000	0,0003	0,0000	0,0010	0,0000
<b>Ag</b>	0,0001	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
<b>As</b>	0,0000	0,0132	0,8685	0,8990	0,8480

Em suma, os sulfuretos analisados apresentam tipicamente composições químicas próximas das ideais e conteúdos traço sistemáticos de Co e quase sistemáticos de Ni, muitas vezes acompanhados por conteúdos ocasionais de outros elementos, nomeadamente Bi, Se, Ge, Pb, Mn, Ag, As, In, Cd, Sb, Sn e Au,

## V.5. Óxidos

Os óxidos ocorrem nas rochas vulcânicas dos eixos vulcânicos de Ervidel-Roxo e de Figueirinha-Albernoa constituindo fases minerais primárias (e.g. magnetite, ilmenite) ou secundárias (e.g. hematite, pseudobrookite, rútilo, goethite). No total efectuaram-se 178 análises quantitativas em óxidos e hidróxidos de ferro e/ou titânio, das quais 45 correspondem a magnetite, 39 a hematite, 14 a goethite, 31 a rútilo, 20 a ilmenite e 29 a pseudobrookite. Adicionalmente realizaram-se 4 análises em óxidos de Fe e Mn e 12 análises em óxidos de Ti, Fe e Mn.

A variabilidade composicional dos óxidos e hidróxidos de Fe e/ou Ti pode ser globalmente apreciada com base no diagrama ternário  $Fe^{2+}$ - $Fe^{3+}$ -Ti (**Figura V-36**), o qual permite separar sete famílias de óxidos: magnetite, goethite/hematite, ilmenite, rútilo, pseudobrookite (composição intermédia entre  $Fe_2TiO_5$  e  $TiO_2$ ) e pseudobrookite II (composição intermédia entre  $Fe_2TiO_5$  e  $FeTi_2O_5$ ).

As análises de magnetite projectam-se em domínio adjacente à composição ideal  $FeOFe_2O_3 (= Fe_3O_4)$  embora seja possível por em evidência uma análise que incorpora maiores quantidades de  $TiO_2$ , deslocando-se no sentido da ulvoespinela. Esta última é ainda caracterizada por quantidades traço

sistemáticas de Cr e Si e, com bastante frequência, de Al, Na, Ca, Mg, Co e V; ocasionalmente contabilizam-se conteúdos traço de Zn, Mn e K e mais raramente de Cu, Ag, As, S, Pb, Ba e Au. A composição média obtida para as magnetites analisadas vem igual a  $Fe_{1,023}^{2+}(Fe_{1,889}^{3+}Ti_{0,02})O_4$  e os resultados do tratamento estatístico podem ser consultados na **Tabela V-16**.

A hematite possui composição muito próxima da ideal ( $Fe_2O_3$ ), muito embora se projecte ao longo da linha da titano-ilmenite, denunciando uma incorporação de Ti não negligenciável, para além de conteúdos traço medidos sistematicamente de Si e Cr, quase sistematicamente de Al e Ca, ocasionalmente de Co, K, V, Mg  $Mn^{3+}$  e  $Mn^{2+}$  e raramente de Cu, Ni, Zn, Pb, Ag e Ba. As hematites analisadas são caracterizadas pela composição média seguinte:  $(Fe_{1,909}^{3+}Ti_{0,02})Fe_{0,02}^{2+}O_3$ . A **Tabela V-16** sintetiza os resultados analíticos obtidos para a totalidade das hematites analisadas.

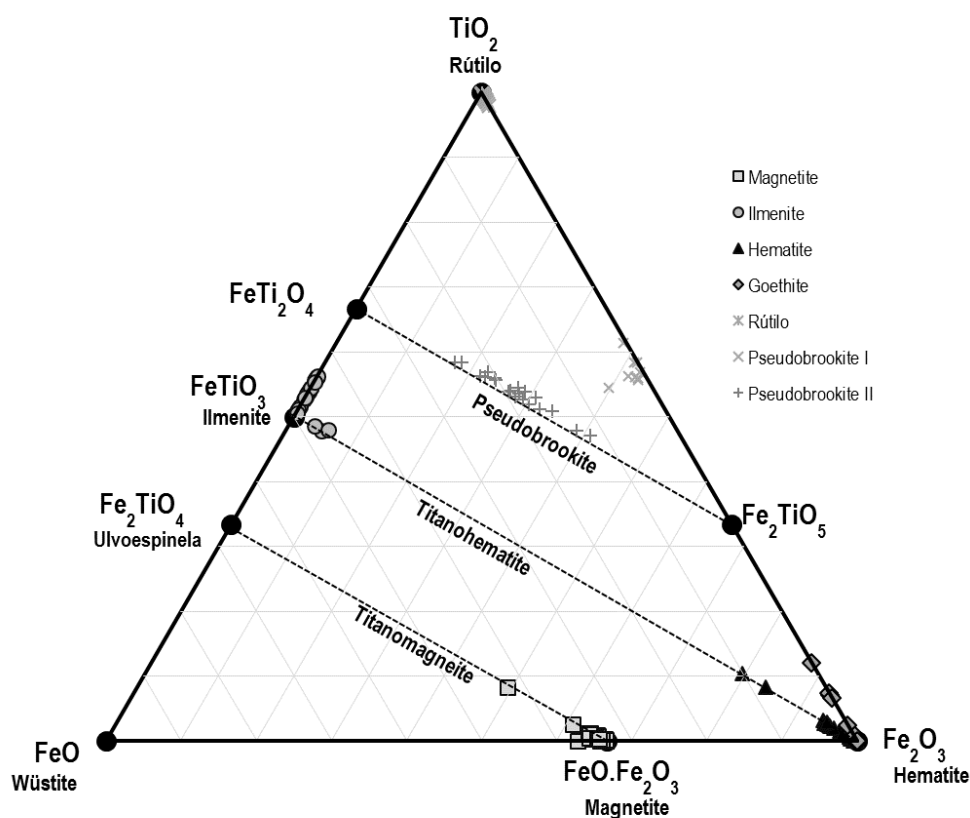
**Tabela V-16:** Amplitude composicional (média, desvio padrão, mediana, valor máximo e mínimo) para a totalidade dos óxidos de Fe (e Ti) analisados.

		Média	Desvio Padrão	Mediana	Máximo	Mínimo	n
<b>Magnetite</b>	<b>Fe<sup>2+</sup> (a.p.u.f)</b>	1,023	0,038	1,019	1,235	0,970	45
	<b>Fe<sup>3+</sup> (a.p.u.f)</b>	1,889	0,087	1,903	1,990	1,438	45
	<b>Ti (a.p.u.f)</b>	0,021	0,037	0,016	0,243	0,000	45
<b>Hematite</b>	<b>Fe<sup>2+</sup> (a.p.u.f)</b>	0,028	0,040	0,013	0,197	0,000	39
	<b>Fe<sup>3+</sup> (a.p.u.f)</b>	1,909	0,089	1,930	1,993	1,543	39
	<b>Ti (a.p.u.f)</b>	0,029	0,041	0,017	0,200	0,000	39
<b>Goethite</b>	<b>Fe<sup>2+</sup> (a.p.u.f)</b>	0	0	0	0	0	0
	<b>Fe<sup>3+</sup> (a.p.u.f)</b>	3,482	0,215	3,491	3,739	3,080	14
	<b>Ti (a.p.u.f)</b>	0,096	0,144	0,000	0,444	0,000	14
<b>Ilmenite</b>	<b>Fe<sup>2+</sup> (a.p.u.f)</b>	0,773	0,154	0,807	0,953	0,391	20
	<b>Fe<sup>3+</sup> (a.p.u.f)</b>	0,014	0,034	0,000	0,108	0,000	20
	<b>Ti (a.p.u.f)</b>	1,017	0,039	1,026	1,072	0,938	20
<b>Rútilo</b>	<b>Fe<sup>2+</sup> (a.p.u.f)</b>	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0
	<b>Fe<sup>3+</sup> (a.p.u.f)</b>	0,006	0,005	0,004	0,020	0,001	31
	<b>Ti (a.p.u.f)</b>	0,976	0,013	0,977	0,995	0,954	31
<b>Pseudobrookite I</b>	<b>Fe<sup>2+</sup> (a.p.u.f)</b>	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0
	<b>Fe<sup>3+</sup> (a.p.u.f)</b>	2,070	0,082	2,084	2,152	1,883	9
	<b>Ti (a.p.u.f)</b>	2,846	0,085	2,810	3,020	2,768	9
<b>Pseudobrookite II</b>	<b>Fe<sup>2+</sup> (a.p.u.f)</b>	0,528	0,092	0,542	0,721	0,345	20
	<b>Fe<sup>3+</sup> (a.p.u.f)</b>	0,808	0,175	0,808	1,180	0,512	20
	<b>Ti (a.p.u.f)</b>	1,572	0,094	1,568	1,733	1,358	20

Por sua vez, a goethite projecta-se ao longo da linha composicional que une a hematite ao rútilo, mostrando uma composição ligeiramente desviada da ideal [ $Fe^{3+}O(OH)$ ], no sentido da incorporação de Ti, pelo



que a sua composição média é dada por  $[Fe_{3,482}^{3+}Ti_{0,096}O(OH)]$ . À semelhança do que foi descrito para a hematite e magnetite, contabilizam-se medições sistemáticas de conteúdos traço em Si, Al, Ca, V, Cr e Mg; quase sistemáticas em Co, S e Na; ocasionais em Cu, As, Pb;  $Mn^{3+}$  e Ba e, mais raramente, em Ni, Zn, K e Ag.



**Figura V-36:** Diagrama classificativo dos óxidos e hidróxidos de Fe e Ti com base no sistema ternário  $FeO$  (wüstite),  $TiO_2$  (rútilo) e  $Fe_2O_3$  (hematite) (adaptado de Butler, 1992, 2004). Para a ilmenite, pseudobrookite e pseudobrookite II tomou-se como “ $Fe2+$ ” o valor da soma  $Fe^{2+} + Mn$ .

A ilmenite exibe fortes desvios à composição ideal  $FeTiO_3$ , quer no sentido do rútilo, quer no sentido do incremento da oxidação ( $Fe^{3+}$ ). Adicionando aos conteúdos em  $Fe^{2+}$  os de  $Mn^{2+}$  (**Figura V-36**) verifica-se que as análises se aproximam da composição ideal, embora mantendo ligeiros desvios nos mesmos sentidos (*i.e.* rútilo e titanohematite), o que se pode dever a cripto-inclusões de rútilo e cripto-exsoluções hematite, respectivamente. Importa referir que, à semelhança dos restantes óxidos, se contabilizam quantidades traço sistemáticas de Cr e Ca e, com bastante frequência, de Ba, V, Al e Si; ocasionalmente detectam-se conteúdos traço de Na, Co e Mg, e mais raramente de Zr, Zn e Au. As proporções catiónicas (médias) obtidas para as ilmenites analisadas vêm iguais a  $(Ti_{1,017}Fe_{0,773}^{2+}Fe_{0,014}^{3+})O_3$  e os resultados do tratamento estatístico podem ser consultados na **Tabela V-16**.

O rútilo apresenta composição muito próxima da ideal  $TiO_2$  apresentando sistematicamente conteúdos traço de Si, Al, Ba e Cr e, com alguma frequência, de V e Ca; mais raramente, detectam-se traços de Zr, Mg, Zn, K e Na. A composição média obtida para os grãos de rútilo analisados toma a forma  $Ti_{0,976}Fe_{0,007}^{3+}O_2$ .

A pseudobrookite I (pseudorútilo) corresponde a um termo intermédio posicionado entre as composições ideais  $Fe_2TiO_5$  e  $TiO_2$ , confinando-se a algumas amostras da região de Albernoa nas quais ocorre em agregados minerais ricos em ilmenite, apatite e zircão de rochas com forte impregnação de óxidos de Fe e, mais raramente, como produto da substituição de esfena. Esta fase óxida é caracterizada pela ocorrência sistemática de conteúdos traço de um vasto número de elementos, nomeadamente Si, Al, Ba, Cr, Ca e o V e, menos frequente, de Zr, Na, Mg e Zn; a sua composição média é dada por  $Ti_{2,846}Fe_{2,070}^{3+}O_9$ .

A pseudobrookite II, por seu turno, corresponde a um termo intermédio entre as composições ideais  $Fe_2TiO_5$  e  $FeTi_2O_5$  e, embora ocorra no mesmo contexto textural da pseudobrookite I, possui certamente significado distinto. Com efeito, o posicionamento deste conjunto composicional na **Figura V-36** parece indicar que o mesmo resulta de uma franca oxidação da ilmenite. À semelhança do caso anterior, observam-se conteúdos traço sistemáticos de Si, Al, Ba, Cr, Ca e V, quase sistemáticos de Co, Mg, Mn e Na e, mais raramente, de Au, Zr, Co, Ni, Zn, K, As, Pb, S e Ag. A sua composição média expressa-se por  $Fe_{0,528}^{2+}Ti_{1,572}Fe_{0,8075}^{3+}O_5$  e, à semelhança da ilmenite, a adição do  $Fe^{2+}$  e  $Mn^{2+}$  produz um melhor ajustamento à linha que une os dois extremos composicionais já referidos; para além disso, esta “correção” permite colocar em evidência um ligeiro desvio da pseudobrookite I no sentido da pseudobrookite II.

Importa por último fazer uma breve menção aos óxidos e hidróxidos contendo Mn, em particular à ocorrência de uma ilmenite rica em Mn (**Anexo III-2: Figura D-1**) associada às fácies intermédias do Roxo e representada em 2 amostras. Esta é ainda caracterizada pela ocorrência sistemática em quantidades traço de Ca e Cr, quase sistemáticos de Ba e Si e frequentes de Zr, Zn e V. A **Tabela V-17** mostra a amplitude composicional apresentada por esta ilmenite, para a qual se obteve a composição média seguinte  $(Fe_{0,533}^{2+}Mn_{0,396}^{2+})Ti_{1,012}Fe_{0,008}^{3+}O_3$ . Saliente-se ainda a ocorrência de uma fase mineral cuja composição química é compatível com a estequiometria da nsutite, *i.e.*,  $(Mn^{4+}, Mn^{2+})(O, OH)_2$  (1 análise) e uma outra que é compatível com a estequiometria da pirocroíte  $[Mn(OH)_2]$  (3 análises).

**Tabela V-17:** Amplitude composicional (média, desvio padrão, mediana, valor máximo e mínimo) para a totalidade dos óxidos de Fe (e Ti) analisados.

	Média	Desvio Padrão	Mediana	Máximo	Mínimo	n
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0.533	0.068	0.496	0.646	0.463	12
<b>Mn<sup>2+</sup></b>	0.396	0.085	0.433	0.464	0.195	12
<b>Fe<sup>3+</sup></b>	0.008	0.028	0.000	0.096	0	12
<b>Ti</b>	1.012	0.026	1.013	1.060	0.944	12

---

---

## CAPÍTULO VI

---



## VI. GEOQUÍMICA MULTI-ELEMENTAR

A geoquímica multi-elementar recaiu sobre um total de 91 amostras de rochas vulcânicas félsicas e intermédias, integrantes dos eixos vulcânicos de Ervidel-Roxo e Figueirinha-Albernoa. Pretende-se, portanto, perceber quais são as amplitudes de variação geoquímica que caracterizam os eixos vulcânicos de Ervidel-Roxo e Figueirinha-Albernoa *per se*, ou como um todo.

Como foi previamente referido (subsecções III.3 e III.6), as 91 amostras enviadas para o *ActLabs* incluíram réplicas e duplicados, de forma a garantir por via independente a qualidade analítica dos dados. A verificação da qualidade analítica do banco de dados completo, pode ser consultada em Mateus *et al.*, (2014, 2015).

### VI.1. Processamento dos dados

O conjunto total de análises de rochas metavulcânicas dos eixos vulcânicos de Ervidel-Roxo e Figueirinha-Albernoa não é passível de apresentação dado o carácter confidencial do presente trabalho, podendo ser a totalidade do banco de dados de geoquímica de rocha total do “Polígono Albernoa” consultada em Mateus *et al.* (2014, 2015). A totalidade das análises de rochas metavulcânicas dos eixos vulcânicos de Ervidel-Roxo e Figueirinha Albernoa foi extraída ao conjunto total de análises originais que compõem o banco de dados do “Projecto Albernoa” e subsequentemente examinada de forma a verificar quais os elementos cujos resultados se posicionavam, de modo sistemático, abaixo dos limites de detecção no sentido de proceder à sua eliminação das fases ulteriores de tratamento.

Para este conjunto de dados seleccionados, construiu-se uma matriz de correlação inter-elementos como ponto de partida para a interpretação dos dados, considerando: (i) todas as correlações lineares (positivas e negativas) com valores absolutos do coeficiente  $r$  acima de 0,95 como muito fortes; (ii) valores absolutos compreendidos no intervalo de  $0,80 \leq r < 0,95$ , como indicadores de correlações lineares (positivas e negativas) fortes, ainda que sujeitas a dispersões e, por fim, (iii) valores absolutos compreendidos no intervalo de  $0,75 \leq r < 0,80$ , como correlações lineares (positivas e negativas) possíveis. Estas últimas requerem, no entanto, uma validação por via independente.

A análise subsequente da distribuição de conteúdos elementares e/ou entre razões de concentração multi-elementar foi realizada por região, *i.e.*, Albernoa, Figueirinha e Roxo e, para cada região, por grupo litológico (rochas félsicas e rochas máficas). Por fim, efectuou-se a interpretação comparativa de padrões de concentração normalizada em elementos menores e traço relativamente ao “manto primitivo” (*Primitive Mantle* – PM) e à crosta continental, bem como a normalização dos conteúdos em elementos do grupo das terras raras (ETR), comparativamente aos valores do Condrito C1, de acordo com os valores reportados por Palme & O'Neill (2004) [**Anexo IV-1, Tabela E-1**], Rudnick & Gao (2004) [**Anexo IV-1, Tabela E-2**] e

Palme & Jones (2004) [**Anexo IV-1: Tabela E-3**], respectivamente. É importante referir que, de forma a afastar possíveis artifícios gráficos, se procedeu ao cálculo das razões de  $Eu/Eu^*$  e  $Ce/Ce^*$ . A primeira, de acordo com McLennan (1989), mede a amplitude de enriquecimento ou empobrecimento de Eu em relação ao Sm e Gd e é descrita por  $Eu/Eu^* = Eu_N / (Sm_N \cdot Gd_N)^{0,5}$ , sendo “N” o valor normalizado; ao passo que a segunda, descreve o enriquecimento ou o empobrecimento em Ce relativamente ao La e Sm e é dada por  $Ce/Ce^* = 5Ce_N / (4La_N + Sm_N)$ , pelo que o Ce apresentará anomalia negativa sempre que a razão  $Ce/Ce^*$  seja inferior a 0,9.

## VI.2. Resultados

A análise detalhada dos resultados revela conteúdos em In, Mo, Br, Hg, Ir, Se e W sistematicamente abaixo do limite de detecção (0,1; 2,0; 1,0; 0,5 e 1,0; respectivamente), com excepção do conjunto de amostras analisadas em 2014, cujos valores de W são relativamente elevados em consequência da utilização da panela de argolas de carboreto de tungsténio. Por outro lado, Ag, Cd, Bi e Be ocorrem em concentrações próximas do limite de detecção ou abaixo do mesmo (0,5; 0,5; 0,1 e 1,0; respectivamente); já o Au, embora exiba um comportamento semelhante aos anteriores, destaca-se por apresentar três valores anómalos, nomeadamente, 33 ppb (amostra CW2-L), 27 ppb (amostra VC90) e 20 ppb (VM4). Adicionalmente, os elementos Pb, Sn e As, embora apresentem valores abaixo do limite de detecção (5,0, 1,0 e 1,0 ppm, respectivamente), possuem um número considerável de valores acima daquele limite, pelo que se optou por manter estes elementos no processamento dos dados.

A construção da matriz de correlação inter-elementos permitiu pôr em evidência correlações lineares positivas muito fortes (*i.e.*, para  $r \geq 0,95$ ) para o Hf-Zr, como seria de esperar, mas também, do Y com as ETR pesadas, das ETR leves entre si, bem como das ETR pesadas entre si. Por outro lado, o Y e o Zr correlacionam-se positivamente, ainda que para valores de  $0,80 \leq r < 0,95$ , com as ETR leves e com o Lu. Da mesma magnitude é a correlação do Zr e Hf com o grupo das TR e a relação entre ETR leves e ETR pesadas (grosso modo), bem como as correlações do Sc e V, entre si e, com  $TiO_2$  e  $Fe_2O_3$  (T); Th – La e Ce e, ainda, do Nb – Zr, Rb –  $K_2O$ , Ce e Ti; e do S – As. De salientar ainda as correlações entre  $Fe_2O_3$  (T) –  $P_2O_5$  e MgO (e de ambos com o V); Cs –  $K_2O$  e Rb; Hf – Nb, Lu e Y (e deste com o Lu, Pr, Zr); Zr – Lu; La – Tb e Dy; Ce – Gd e Tb; Pr – Th e ETR pesadas; Eu – Gd, Tb e Dy, que possuem amplitude entre  $0,75 \leq r < 0,80$ , carecendo, assim, de confirmação por via independente. Em contrapartida, registam-se como anomalias negativas fortes, as correlações lineares entre  $SiO_2$  –  $Fe_2O_3$  (T), MgO, V e Sc; Th – V ao passo que o  $TiO_2$  – Th e  $SiO_2$  e V – La se correlacionam negativamente para o intervalo  $-0,75 \leq r < -0,80$ .

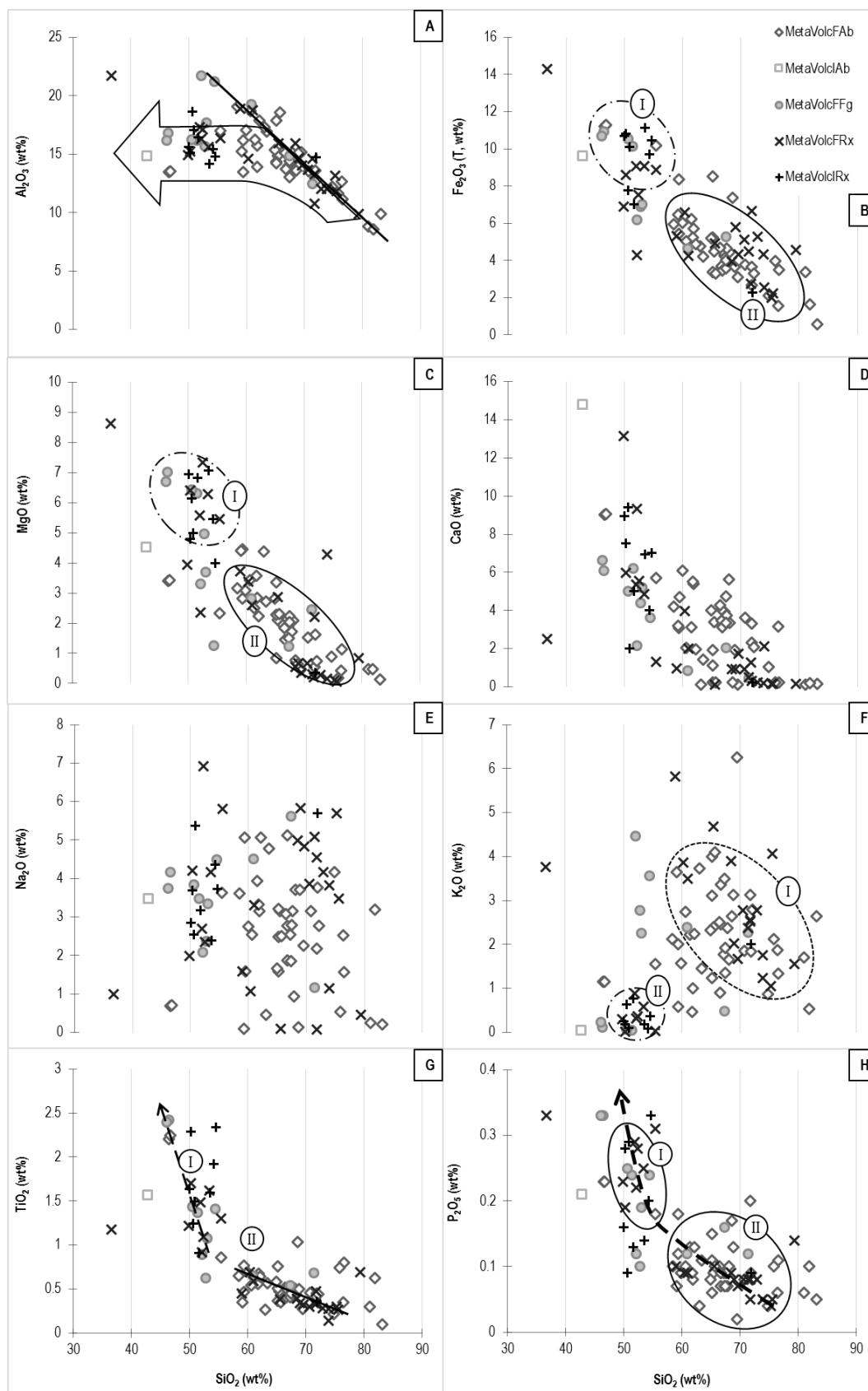
### VI.2.1. Óxidos de elementos maiores

Os dados de concentração relativos a óxidos de elementos maiores foram projectados como “diagramas Harker” (**Figura VI-1**), correlacionando o  $\text{SiO}_2$  com os restantes óxidos maiores, nomeadamente  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (T),  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{TiO}_2$  e  $\text{P}_2\text{O}_5$ . Estes revelam amplitude de variação significativa para cada grupo litológico (félsicas vs. intermédias) e para cada eixo vulcânico. Embora estas projecções coloquem em evidência termos vulcânicos que vão desde máficos até a félsicos extremos “*high silica rhyolites*”, do ponto de vista petrogenético há que interpretá-los à luz do contexto em que se inserem, considerando em particular os efeitos do metassomatismo oceânico e/ou hidrotermalismo e/ou metamorfismo Varisco e/ou hidrotermalismo tardio.

De um modo geral a tendência é para o desenvolvimento de correlações negativas, isto é, decréscimo do conteúdo em óxidos de Al, Fe, Mg, Ti e P no sentido de maior diferenciação magmática, com excepção das correlações  $\text{SiO}_2$  vs.  $\text{CaO}$ ,  $\text{SiO}_2$  vs.  $\text{K}_2\text{O}$  e  $\text{SiO}_2$  vs.  $\text{Na}_2\text{O}$ , onde se observa uma forte dispersão dos dados, ainda que o primeiro esboce uma tendência de correlação negativa e o terceiro esboce dois agrupamentos mal definidos.

O diagrama de  $\text{SiO}_2$  vs.  $\text{Al}_2\text{O}_3$  assinala o desvio de um conjunto metavulcânico no sentido do enriquecimento em  $\text{Al}_2\text{O}_3$  e empobrecimento em  $\text{SiO}_2$ , relativamente à tendência de declive negativo (assinalada com recta “a cheio” – **Figura VI-1**: Gráfico A). Este conjunto metavulcânico abarca rochas de carácter intermédio do Roxo (exceptuando a amostra RPM65), acopladas de alguns exemplares félsicos cuja intensidade de alteração é elevada e cuja composição mineralógica e textural aponta para um protólito de natureza riodacítica a dacítica (com excepção da amostra RVC40). Este campo inclui, igualmente, a quase totalidade de rochas pertencentes à região da Figueirinha, que de um modo geral, e à semelhança daquilo que foi referido previamente, se caracterizam por hidrólise relativamente forte das fases minerais primárias e uma composição tipicamente riodacítica, com alguns termos transicionais entre as composições riodacíticas-dacíticas, fortemente alterados. Já as amostras da região de Albernoa projectam-se essencialmente ao longo da recta que define a tendência geral e na transição para o campo de empobrecimento em  $\text{SiO}_2$  – enriquecimento em  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . É de salientar ainda, a projecção de casos extremos, em particular, a amostra CW2-L, que apresenta  $\text{SiO}_2 = 36,67 \text{ wt\%}$  e  $\text{Al}_2\text{O}_3 = 21,70 \text{ wt\%}$  de o que é explicado por uma substituição intensa das fases minerais primárias por sericite e clorite, esta última acompanhada da deposição de sulfuretos (essencialmente pirite).

Os diagramas de  $\text{SiO}_2$  vs.  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  e  $\text{MgO}$  exibem um comportamento muito semelhante, pondo em evidência, essencialmente, dois agrupamentos (assinalado com (I) e (II) – **Figura VI-1**: Gráficos B e C). O agrupamento I representa, grosso modo, o conjunto metavulcânico previamente descrito para o gráfico  $\text{SiO}_2$  vs.  $\text{Al}_2\text{O}_3$  com enriquecimentos em  $\text{Al}_2\text{O}_3$  e empobrecimento em  $\text{SiO}_2$ , ao passo que o agrupamento II coincide com a “tendência normal” para as rochas com alteração sobreimposta fraca a moderada.



**Figura VI-1:** Diagramas de variação dos elementos maiores (Diagramas “Harker”) com projecção do  $\text{SiO}_2$  vs.  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (A),  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (T) (B),  $\text{MgO}$  (C),  $\text{CaO}$  (D),  $\text{Na}_2\text{O}$  (E),  $\text{K}_2\text{O}$  (F),  $\text{TiO}_2$  (G) e  $\text{P}_2\text{O}_5$  (H). Os acrónimos MetaVolcFAB, MetaVolcIAb, MetaVolcFFg, MetaVolcFRx e MetaVolcIRx, significam “MetaVolcanic Felsic Albenoa”, “MetaVolcanic Intermediate Albenoa”, “MetaVolcanic Felsic Figueirinha”, “MetaVolcanic Felsic Roxo” e “MetaVolcanic Intermediate Roxo, respectivamente,”.

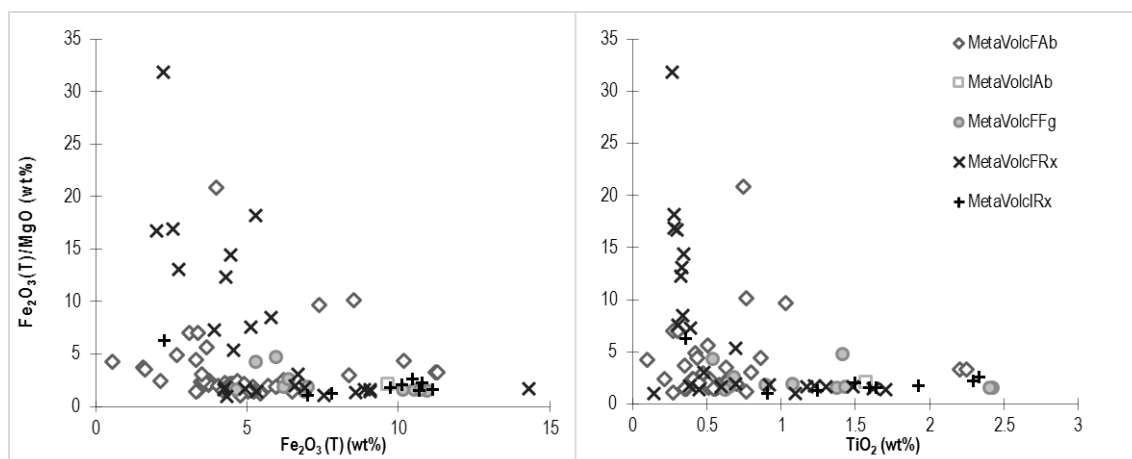


O diagrama  $\text{SiO}_2$  vs.  $\text{K}_2\text{O}$ , por sua vez, sugere a existência de dois subconjuntos, o de menor expressão caracterizado por empobrecimento mútuo em  $\text{SiO}_2$  e  $\text{K}_2\text{O}$  e correspondendo ao conjunto de rochas que tem vindo a ser discutido ao longo desta subsecção. De salientar que este subconjunto exclui, contudo, os termos que exibem sericitização forte das fases primárias, agrupando preferencialmente exemplares representativos de fácies onde a cloritização e/ou epidotização e/ou carbonatização são mais intensas.

No diagrama do  $\text{SiO}_2$  vs.  $\text{TiO}_2$  observam-se também dois subconjuntos assinalados na **Figura VI-1**: Gráfico G com (I) – recta “a tracejado” e (II) – recta “a cheio”. O primeiro (I) traduz enriquecimentos em  $\text{TiO}_2$  em função do empobrecimento relativo em  $\text{SiO}_2$ , correspondendo mais uma vez ao conjunto de rochas intermédias (Roxo e Albernoa) e de rochas félsicas com alteração forte das regiões do Roxo e da Figueirinha, ao passo que o segundo (II) expressa valores reduzidos em  $\text{TiO}_2$  e tendencialmente crescentes em  $\text{SiO}_2$ . Por fim, o diagrama que correlaciona o  $\text{SiO}_2$  com o  $\text{P}_2\text{O}_5$  mostra comportamentos semelhantes ao anterior ( $\text{TiO}_2$ ), isto é, enriquecimentos em  $\text{P}_2\text{O}_5$  e empobrecimentos em  $\text{SiO}_2$  (I) associados a fácies intermédias e fácies félsicas fortemente alteradas (**Figura VI-1**: Gráfico H).

A análise destes gráficos não permite, todavia, a discriminação de percursos de diferenciação magmática para cada um dos eixos vulcânicos, dada a ausência de correlações lineares entre as concentrações de sílica e de sódio e potássio.

As projecções do  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (T) e  $\text{TiO}_2$  com a razão  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (T)/MgO (**Figura VI-2**), à semelhança das anteriores, revelam forte dispersão, sugerindo que parte substancial das variações de concentração registadas não se relacionam com características primárias de fraccionação de fases minerais primárias, mas sim com efeitos desencadeados por processos secundários. Com efeito, houve lugar mobilidade significativa e variável de elementos maiores, devido a processos imputáveis ao metassomatismo oceânico (“alteração regional”) e/ou hidrotermalismo e/ou metamorfismo Varisco de baixo grau, na fácies dos xistos verdes, dificultando a utilização os conteúdos em elementos maiores para diferenciar de forma fidedigna diferentes termos composicionais bem como os processos de alteração actuantes em diferentes escalas de tempo e de espaço.



**Figura VI-2:** Projecção dos conteúdos em elementos maiores, nomeadamente,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (T) e  $\text{TiO}_2$  (wt%) com as razões  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (T)/MgO (wt%). Acrónimos seguem os mesmos critérios apresentados na **Figura VI-1**.

### VI.2.2. Elementos menores e traço

Os elementos menores e, em particular, os elementos traço, têm tendência para se concentrar em alguns minerais, pelo que constituem bons traçadores dos processos de diferenciação magmática e, em alguns casos, na predição da fonte de um magma em particular.

A análise multi-elementar dos elementos menores e traço faz uso de diagramas multi-elementares normalizados, coloquialmente designados de *Spider Diagrams*, cuja normalização se efectua, para as rochas vulcânicas relativamente ao Manto Primitivo (*Primitive Mantle – PM*). Ainda neste âmbito, também são utilizados diagramas discriminativos para os ETR, normalizados relativamente ao Condrito C1.

#### VI.2.2.1. Padrões de concentração multi-elementar normalizados ao Manto Primitivo

A distribuição dos elementos litófilos incompatíveis normalizados relativamente ao PM (**Figura VI-3** e **Figura VI-4**) segue uma ordem crescente de número atómico, da direita para a esquerda. Por conveniência de tratamento dos dados, agregaram-se todas as brechas metavulcânicas monomíticas da região de Albaroa, num diagrama (**Figura VI-3**: Diagrama A); os restantes agrupamentos incluem termos metavulcânicos félsicos s.l. (Figura VI-3: Diagrama B a D), i.e., lavas e vulcanoclásticas, organizados por região vulcânica. Em consequência do número de amostras de rochas intermédias ser muito reduzido comparativamente com as félsicas, optou-se por agregar todos os exemplares num só diagrama (**Figura VI-4**).

O diagrama A (**Figura VI-3**), embora mostre uma clara afinidade entre todas as brechas, também exhibe diversos desvios ao padrão geral apresentado pelo conjunto metavulcânico. Ainda assim, verificam-se enriquecimentos da ordem de 10 a 250x e 50 a 200x acima do manto primordial para o K e Rb,

respectivamente, e para além de patamares entre 10 a  $\approx 480x$  e 10 a  $\approx 150x$  superiores ao PM para o Cs e U. Em contrapartida, contabilizam-se anomalias negativas muito pronunciadas em Cr e anomalias negativas de magnitude variável em P, Ti, Sr, Y, Nb e Ba, bem como um padrão de declive tendencialmente negativo dos ETRL<sup>8</sup> para os ETRP<sup>9</sup> (elementos das terras raras leves e pesadas, respectivamente). A amostra TR1-A exhibe três desvios significativos ao padrão geral, nomeadamente, em K, em Ba e em Ta. Este último apresenta inclusivamente uma tendência inversa ao padrão geral que é de ligeira anomalia negativa; da mesma magnitude é a anomalia positiva neste elemento para a amostra 11-1-X. Por outro lado verifica-se que as amostras VC85, VC74 e VM87 registam anomalia negativa em U, em oposição às restantes amostras que são marcadas por enriquecimentos 100X superiores ao PM. É de salientar que a amostra 11-1-OO (réplica da amostra 11-1-X) exhibe os maiores enriquecimentos em K ( $\approx 250X$  o PM), Rb ( $\approx 200X$  o PM), Cs ( $\approx 480X$  PM) e em U ( $\approx 150X$  PM), mas também averba, grosso modo, as maiores quebras registadas.

O diagrama B (**Figura VI-3**) referente ao conjunto de rochas metavulcânicas *s.l.* que caracterizam a região de Albernoa mostra que os elementos possuem comportamentos análogos às brechas. Contudo, observa-se um maior espectro de variação relativamente a enriquecimentos e empobrecimentos comparativamente com o manto primitivo, pelo que, conseqüentemente, se torna mais difícil avaliar potenciais desvios ao que poderia ser tomado como uma tendência geral de comportamento geoquímico para o conjunto. Ainda assim, destacam-se anomalias negativas mais acentuadas em Sr por parte da amostra VC76, fortes quebras em Cs na amostra VF79, bem como uma anomalia negativa em Ta na amostra VC102 (réplica de V70), que mostra também anomalia bem vincada em Th, a par com as amostras V70 e 11-1-GG. As anomalias previamente listadas são ainda acompanhadas por valores de Pb abaixo do limite de detecção, para um pequeno conjunto destas amostras.

O diagrama C (**Figura VI-3**) mostra que as rochas metavulcânicas félsicas que caracterizam a região da Figueirinha possuem anomalias positivas e negativas em K, anomalias negativas muito vincadas em Cr, bem como um largo espectro de variação da anomalia positiva em Rb (de  $\approx 5$  a  $\approx 300x$  superior ao PM) e negativa em Ba (de  $\approx 4$  a  $\approx 130x$  superior ao PM). Esta é ainda caracterizada por valores abaixo do limite de detecção para o Pb.

As concentrações de elementos menores e traço patenteadas no diagrama D (**Figura VI-3**) não se afastam notoriamente dos padrões descritos para rochas congêneres do eixo vulcânico de Figueirinha-Albernoa. Assim, de modo geral, contabilizam-se anomalias positivas em K (com excepção das amostras CW2-Z e RL44), Rb, Zr e Cs e negativas em P, Cr, Ba e Sr (exceptuando um pequeno conjunto de amostras, *e.g.*, RCHL60, CW2-I, RL37). A amostra CW2-W é digna de nota por apresentar a anomalia negativa mais baixa

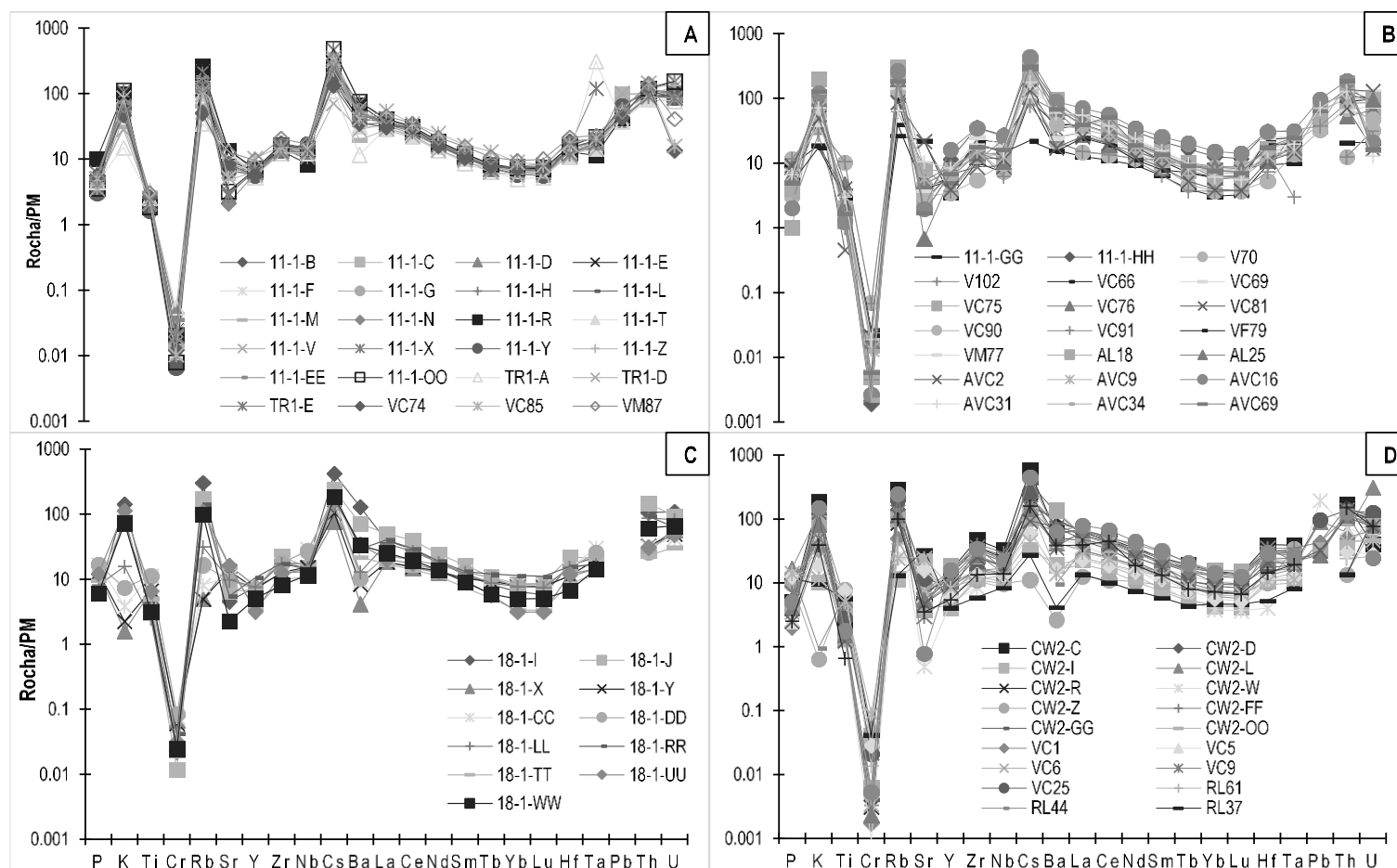
---

<sup>8</sup> ETRL (La, Ce, Pr, Nd, Sm) (como em Bodinier & Goddard, 2004)

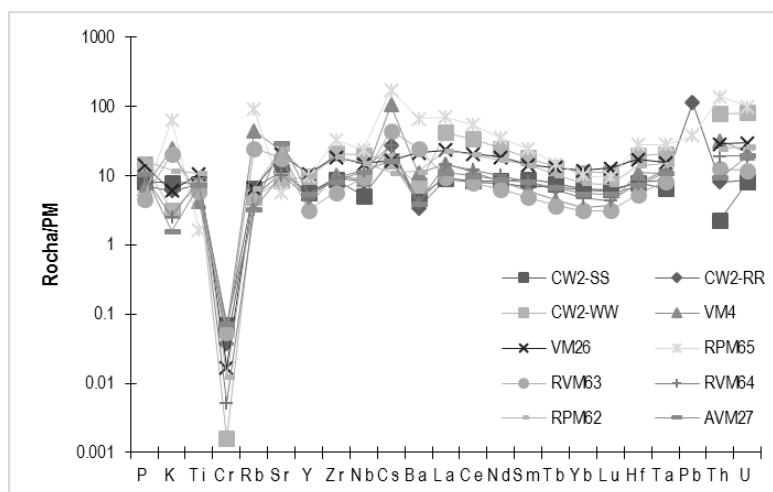
<sup>9</sup> ETRP (Ho, Er, Tm, Yb, Lu) (*idem* anterior)

em Rb, possuindo também os valores de concentração mais baixos em Yb, Lu e Hf. Já a amostra CW2-Z regista os conteúdos mais reduzidos em K, Ce, Ba e La, em conjunto com a amostra RL37, que possui os conteúdos mais reduzidos em Zr, Nb e em ETRL e Tb.

As rochas intermédias que caracterizam os eixos vulcânicos de Ervidel-Roxo e de Figueirinha-Albernoa (**Figura VI-4**) manifestam comportamento ligeiramente distinto em termos de elementos menores e traço, comparativamente com as félsicas, apresentando padrões de concentração normalizada subhorizontais. Em termos gerais são caracterizadas por uma distribuição irregular de elementos com elevada incompatibilidade (*e.g.* Th, Ba, Rb), mas também em K, que apresenta, inclusivamente, oscilações positivas e negativas. Importa evidenciar ainda o comportamento da amostra RPM65, com valores sistematicamente superiores às demais em K, Rb, Zr, Nb, Cs, Ba, ETRL, Hf, Ta, Th e U. A amostra VM4 mostra também enriquecimentos assinaláveis em Rb (na ordem de 45x PM), Cs (170x PM) e a amostra CW2-RR em Pb ( $\approx 115x$  o PM). Digna de nota é ainda a amostra CW2-SS por exibir conteúdos muito reduzidos em Th e U.



**Figura VI-3:** Distribuição dos padrões de concentração normalizada de elementos tendencialmente imóveis relativamente ao Manto Primordial (PM), organizados de acordo com o número atômico crescente. Projeções em: (A) para as brechas metavulcânicas monomíticas da Região de Albernoa; (B) para as rochas metavulcânicas félsicas s.l. (exclui as brechas) da região de Albernoa; (C) para as rochas metavulcânicas félsicas s.l. da região de Figueirinha; (D) para as rochas metavulcânicas félsicas s.l. da região do Roxo. Valores de normalização segundo Palme & O'Neill (2004).



**Figura VI-4:** Distribuição dos padrões de concentração normalizada de elementos tendencialmente imóveis relativamente ao Manto Primordial (PM), organizados de acordo com o número atômico crescente. Projecções respeitantes ao conjunto de rochas metavulcânicas que caracterizam a região do Roxo, às quais se adicionou a única amostra colhida na região de Albernoa (AVM27). Valores de normalização segundo Palme & O'Neill (2004).

Em síntese e procedendo a uma análise comparativa com os padrões normalizados em relação à crosta continental (**Anexo IV-2**):

- (i) As brechas metavulcânicas monomíticas que compõem o anticlinal de Albernoa desenvolvem padrões normalizados relativamente ao PM com anomalias negativas muito pronunciadas em Cr, acompanhadas por anomalias negativas menos expressivas em P, Ti, Sr, Nb e um padrão decrescente entre as ETPL e ETRP; em oposição destacam-se as anomalias positivas em K, Rb e Cs, bem como o acentuado aumento para o caso dos elementos de maior número atômico (e.g. Hf, Ta, Pb, Th e U). A normalização relativamente à crosta continental [**Anexo IV-2, Figura F-1: (B)**] mostra padrões subhorizontais em torno da unidade, desenvolvendo anomalias negativas e positivas pouco significativas coincidentes com as descritas para o manto primitivo. Saliente-se o facto de, contrariamente ao PM, se desenvolver uma anomalia negativa em Ta (com excepção das amostras TR1-A e 11-1-X);
- (ii) As rochas vulcânicas félsicas s.l. da região de Albernoa possuem padrões de concentração normalizados relativamente ao PM semelhantes às brechas metavulcânicas. O diagrama de normalização comparativamente à crosta continental mostra um padrão subhorizontal, ainda que com maior amplitude de variação do que acontecia com as brechas, destacando-se forte tendência para o decréscimo do U (**Anexo IV-2, Figura F-1: (D)**);
- (iii) As amostras colhidas na região de Figueirinha são caracterizadas por padrões de concentração normalizada semelhantes às de Albernoa, com excepção de uma partição dos valores de K entre anomalias negativas e positivas, mas também uma forte tendência para o desenvolvimento de anomalias negativas em Ba. Atendendo à **Figura F-1: (F)** (**Anexo IV-2**) verifica-se que embora subhorizontal, o padrão geral de normalização à crosta continental

possui diversas oscilações com sentidos contrários, em particularmente evidentes no caso do K, Rb, Sr, Nb e Ba.

- (iv) As rochas félsicas do eixo vulcânico de Ervidel-Roxo apresentam comportamento análogo ao que foi previamente descrito para Figueirinha-Albernoa (**Anexo IV-2, Figura F-2**), embora se registem diversos desvios à tendência geral, definidos pelas rochas que apresentam maior intensidade de alteração (e.g. RCHL55, RL37, RL44). É de notar que a amostra CW2-W, embora não exiba alteração intensa, acompanha em regra os desvios à tendência geoquímica geral e regista os valores mais baixos em Sr e mais elevados em Pb do conjunto total. A normalização da concentração multi-elementar relativamente à crosta continental mostra padrões subhorizontais em torno da unidade, não obstante a amplitude de variação não ser negligenciável. Os elementos de menor número atómico apresentam maior variação relativamente ao padrão, destacando-se anomalias negativas cavadas em K, Cr, Sr e Ba; ainda assim a amplitude de variação de todos eles é da ordem das dezenas, levando em alguns casos a anomalias positivas (e.g. K, Sr).
- (v) As rochas intermédias (**Anexo IV-2, Figura F-2**) que caracterizam ambos os eixos vulcânicos exibem padrões normalizados relativamente ao PM semelhantes às rochas félsicas, ainda que com ordens de grandeza distintas, isto é, traduzindo menor enriquecimento relativo, com excepção da amostra RPM65 que apresenta um comportamento equiparável aos termos félsicos. O padrão normalizado relativamente à crosta continental mostra empobrecimentos em K, Cr, Rb, Cs, Ba, Hf, Ta, Th e U, com excepção da amostra RPM65 e enriquecimentos em P, Ti, mas acima de tudo destaca-se um padrão crescente entre os ETRL e ETLF.

De modo geral observam-se anomalias negativas generalizadas em P, Ti, Sr e Nb e incrementos em Hf, Ta, Pb, Th e U que, em conjunto, se afiguram compatíveis com diferentes graus de contaminação crustal dos magmas basálticos precursores das rochas félsicas e intermédias que caracterizam os dois eixos vulcânicos em estudo.

#### VI.2.2.2. Padrões de concentração em ETR normalizados ao Condrito C1

Os padrões de concentração em ETR normalizados relativamente ao Condrito C1 encontram-se projectados nas **Figura VI-5** e **Figura VI-6**, separados, à semelhança dos anteriores por tipo litológico e região.

De modo geral todas as rochas exibem enriquecimento em ETRL ( $\approx 13$  a  $\approx 200 \times C1$ ) relativamente aos ETRP ( $\approx 8$  a  $\approx 45 \times C1$ ), com decréscimos suaves entre ETRM<sup>10</sup> e os ETRP e anomalias negativas em Eu, salvo raras excepções. Com efeito, os termos riolíticos e riodacíticos exibem fraccionação significativa

---

<sup>10</sup> ETRM (Eu, Gd, Tb, Dy) (como em Bodinier & Goddard, 2004)

entre ETRL e ETRP, materializada pelos declives negativos anteriormente referidos, a par com uma forte tendência para valores elevados da razão  $(La/Lu)_N$  [ $4,021 < (La/Lu)_N \leq 10,328$ ], bem como uma anomalia subtil em Ce, conforme é indicado pelas razões  $Ce/Ce^*$ , cujo valor ronda os 0.8-0.9 para parte substancial daquelas rochas.

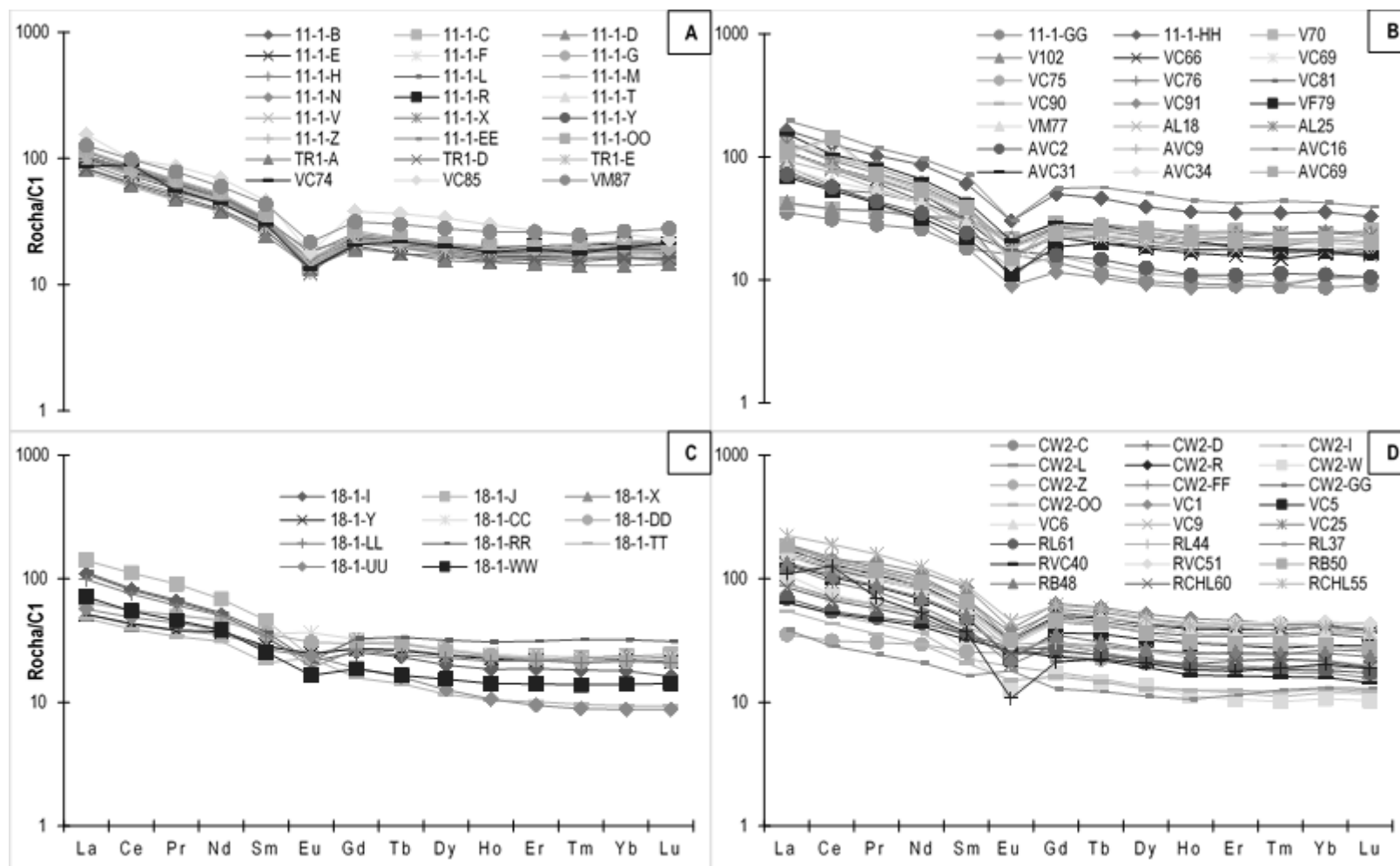
Os padrões de concentração normalizada em ETR obtidos para as brechas metavulcânicas da região de Albernoa (**Figura VI-5: A**) mostram um comportamento muito semelhante entre todas elas. Efectivamente, a razão  $(La/Lu)_N$  cifra-se em torno de 5,420 (valor médio), denunciando uma fraccionação considerável (**Tabela VI-1**); por outro lado, observa-se uma anomalia negativa muito pronunciada em Eu [ $Eu/Eu^* = 0.43 - 0.70$ ].

De forma equivalente, os termos lávicos não brechificados que caracterizam este eixo vulcânico, exibem fraccionação significativa entre ETR leves e pesadas, acompanhados por anomalia em Eu. O gráfico B (**Figura VI-5**) coloca, porém, em evidência duas amostras cujos conteúdos em ETR são superiores às restantes, exibindo inclusivamente conteúdos em ETRP superiores ao *trend* geral destas fácies. Estas correspondem às amostras 11-1-HH e AVC16, um riodacito e uma amostra constituinte da subunidade cartográfica V3 que exhibe intercalações finas de metavulcanoclásticas (metatufo e metatufito), xisto borra de vinho e metajasper, respectivamente. Opostamente observam-se três amostras (11-1-GG, V70 e VC102) cuja fraccionação é mais reduzida [ $(La/Lu)_N = 3,92; 1,64$  e  $1,76$ , respectivamente], pois apresentam valores de ETRL mais baixos e de ETRP mais elevados, sendo que a primeira se destaca por importante anomalia positiva em Eu [ $Eu/Eu^* = 1,01$ ]. Por outro lado, é digna de nota a amostra AVC34, caracterizada por anomalia positiva em Ce [ $Ce/Ce^* = 1,486$ ], o que pode indiciar condições físico-químicas adequadas à oxidação do  $Ce^{3+}$  para  $Ce^{4+}$  favorecendo a sua incorporação nas fases (hidr)óxidas que surgem sob a forma de abundantes disseminações ao longo de toda a amostra.

No que respeita à região da Figueirinha, observa-se um padrão semelhante aos anteriores, destacando-se apenas três anomalias positivas em Eu (18-1-CC, 18-1-TT e 18-1-UU) com razões  $Eu/Eu^*$  de 1,07; 1,27 e 1,06. A amostra 18-1-UU apresenta ainda anomalia positiva em Nd, acompanhada por uma quebra abrupta em ETRP, ao passo que a amostra 18-1-WW possui anomalia positiva em Sm.

As amostras de rochas félsicas que compõem o eixo vulcânico Ervidel-Roxo são caracterizadas por padrões normalizados de ETR com características semelhantes às previamente descritas. As amostras CW2-I, CW2-Z e RL37 manifestam anomalia positiva em Eu, com razões  $Eu/Eu^*$  de 0,98; 1,00 e 1,23, respectivamente. Importa salientar que a amostra CW2-Z exhibe um padrão subhorizontal, enquanto a amostra RL37 apresenta enriquecimentos em Tm, Yb e Lu. Já no que respeita à amostra RSER54 observam-se anomalias negativas vincadas em La e Eu [ $Eu/Eu^* = 0,38$ ].

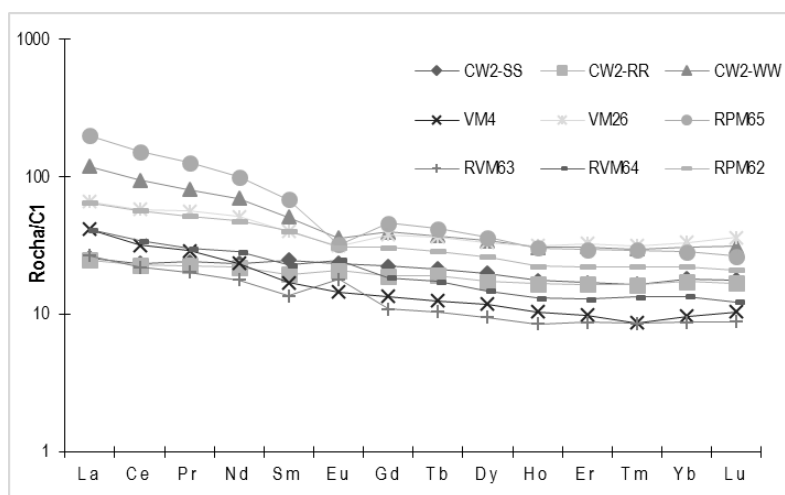




**Figura VI-5:** Padrões de concentração normalizada em ETR (relativamente ao condrito C1) Projeções em: (A) para as brechas metavulcânicas monomíticas da Região de Albernoa; (B) para as rochas metavulcânicas félsicas s.l. (exclui as brechas) da região de Albernoa; (C) para as rochas metavulcânicas félsicas s.l. da região da Figueirinha; (D) para as rochas metavulcânicas félsicas s.l. da região do Roxo. Valores de normalização segundo Palme & Jones (2004).

**Tabela VI-1:** Razões entre ETR para os eixos vulcânicos de Ervidel-Roxo (Er-Rx) e de Figueirinha Albemola (Fg-Ab), para os diversos litótipos definidos com base em petrografia. Razões Ce/Ce\* e Eu/Eu\* calculadas de acordo com o estipulado na subsecção VI.1.

	N	Ce/Ce*	Eu/Eu*	(La/Lu) <sub>N</sub>	(La/Yb) <sub>N</sub>
Andesitos (Fg-Ab)	1	0,94	1,06	2,04	2,00
Andesitos (Er-Rx)	9	0,92 (0,87-0,96)*	0,97 (0,57-1,47)*	3,29 (1,45-7,56)*	3,23 (1,42-7,01)*
Dacitos (Fg-Ab)	2	0,91 (0,90-0,93)*	0,89 (0,89-0,90)*	2,34 (2,28-2,40)*	2,26 (2,19-2,32)*
Dacitos (Er-Rx)	3	0,87 (0,83-0,91)*	1,01 (0,83-1,23)*	4,34 (2,98-5,46)*	4,16 (2,95-5,37)*
Félsicas s.l. (Fg-Ab)	8	1,06 (0,84-1,49)*	0,70 (0,41-1,07)*	3,82 (1,64-5,52)*	3,70 (1,71-5,18)*
Félsicas s.l. (Er-Rx)	1	0,89	0,83	4,42	3,95
Riodacitos (Fg-Ab)	14	0,88 (0,79-0,97)*	0,75 (0,55-1,27)*	5,86 (3,61-9,95)*	5,62 (3,51-8,91)*
Riodacitos (Er-Rx)	2	0,90 (0,87-0,94)*	0,95 (0,91-1,00)*	2,95 (1,90-4,01)*	2,78 (1,75-3,82)*
Riólitos (Fg-Ab)	4	0,88 (0,80-0,95)*	0,56 (0,40-0,67)*	5,75 (4,12-8,78)*	5,85 (4,01-8,94)*
Riólitos (Er-Rx)	18	0,90 (0,75-1,33)*	0,61 (0,38-0,96)*	5,27 (3,63-10,33)*	4,98 (3,47-9,99)*
Vulcanoclásticas (Fg-Ab)	3	0,90 (0,89-0,91)*	0,56 (0,48-0,61)*	6,45 (5,03-4,79)*	6,17 (4,66-7,17)*
Vulcanoclásticas (Er-Rx)	1	0,93	0,63	9,32	9,77
Brechas metavulcânicas monomícticas (Fg-Ab) <sup>11</sup>	25	0,90 (0,74-1,19)*	0,56 (0,43-0,70)	5,43 (4,00-6,82)	5,36 (4,30-6,41)



**Figura VI-6:** Padrões de concentração normalizada em ETR (relativamente ao condrito C1). Projecções respeitantes ao conjunto de rochas metavulcânicas que caracterizam a região do Roxo, às quais se adicionou a única amostra colhida na região de Albemola.

<sup>11</sup> Brechas de composição riodacítica

Os termos intermédios, sobretudo de natureza “andesítica”, tendem a apresentar fraccionação mais baixa  $[(La/Lu)_N < 4,021]$ , com excepção da amostra RPM65  $[(La/Lu)_N = 7,56]$ , mas também declives mais suaves entre ETRM e ETRP, relativamente aos anteriores. As amostras RVM63, RVM64, CW2-RR e CW2-SS possuem anomalias positivas em Eu com razões  $Eu/Eu^* = 1,47; 1,20; 1,08 \text{ e } 0,99$ , respectivamente. De entre estas, as amostras RVM63, RVM64 e CW2-RR exibem anomalias variáveis em Sm. Já as amostras VM4 e RVM63 mostram padrões horizontais de ETRL.

Conclui-se então que as rochas félsicas que compõem os eixos vulcânicos de Ervidel-Roxo e de Figueirinha-Albernoa exibem enriquecimentos em ETRL relativamente a ETRP, com anomalias negativas pronunciadas em Eu, salvo raras excepções, denunciando condições propícias à fixação deste elemento em fases minerais portadoras de Ca (e.g. plagioclase, carbonatos); são de notar ainda desvios ao padrão geral representados em regra por fácies sujeitas a maior intensidade de alteração. Os exemplares de natureza intermédia apresentam enriquecimentos em ETRL relativamente às ETRP menos expressivos, sendo que alguns exemplares “andesíticos” possuem anomalias positivas em Eu.

### VI.2.3. Índices de alteração

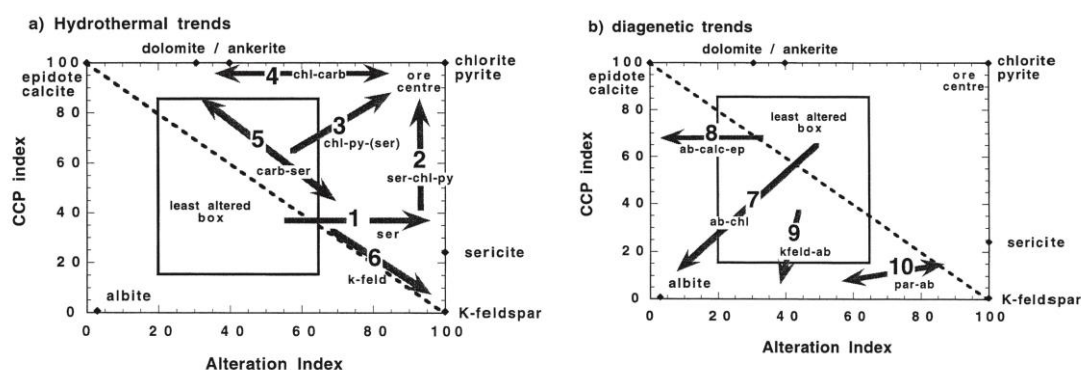
Como já foi previamente exposto, uma parte significativa das rochas que compõem o eixo vulcânico de Ervidel-Roxo e Figueirinha-Albernoa regista transformações composicionais de intensidade variável potencialmente atribuíveis à sobreposição de efeitos adquiridos durante o metassomatismo oceânico e/ou hidrotermalismo e/ou metamorfismo.

O diagrama proposto por Large *et al.* (2001) permite separar as transformações composicionais experimentadas pelas rochas vulcânicas durante os percursos diagenéticos, que incluem parte considerável da alteração imputável ao metassomatismo oceânico, daquelas que são atribuíveis aos diferentes trajectos de alteração hidrotermal, acompanhados ou não por mineralização. Neste sentido, estes autores desenvolveram uma expressão gráfica que permite, com base em dois índices, “*Ishikawa alteration index*” (AI) e “*chlorite-carbonate-pyrite index*”, diferenciar *trends* composicionais adquiridos durante a diagénese ou no decurso da actividade hidrotermal potencialmente relacionada com sistemas mineralizantes.

$$AI = \frac{100(K_2O + MgO)}{(K_2O + MgO + Na_2O + CaO)}$$

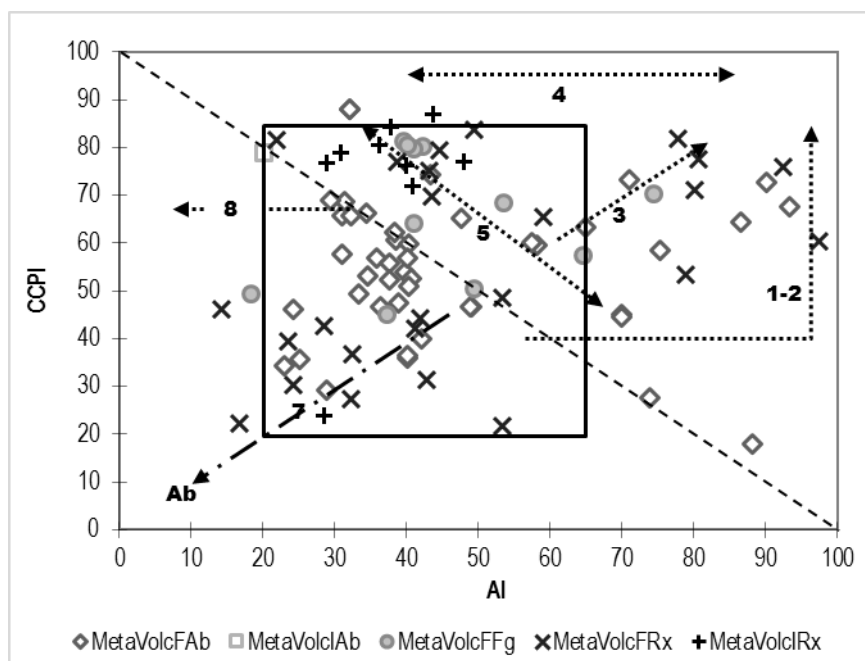
$$CCPI = \frac{100(MgO + FeO)}{(MgO + FeO + Na_2O + K_2O)}$$

Estes *trends*, de um modo simplista, balançam os efeitos decorrentes da hidrólise dos feldspatos, incluindo os processos de sericitização e/ou saussuritização com os processos de cloritização/piritização nos domínios rochosos palco de intensa alteração hidrotermal como resultado de forte e prolongada interação fluido rocha ( $f/r$ ) [geralmente sob razões  $f/r \gg 1$ ], separando-se das modificações mineralógicas e texturais adquiridas durante a diagénese (envolvendo fluidos intersticiais quimicamente equilibrados com as rochas que os hospedam, e razões  $f/r \ll 1$ ).



**Figura VI-7:** Representação gráfica dos índices de alteração definidos por Large et al. (2001), com os campos de alteração hidrotermal (a) e de alteração diagenética (b).

A projecção gráfica dos resultados analíticos dos eixos vulcânicos em estudo encontra-se representada na **Figura VI-8**. Esta mostra que existem desvios acentuados num número razoável de amostras de ambos os eixos vulcânicos no sentido do campo composicional dominado pela associação mineral clorite-sericite-pirite e clorite-pirite-(sericite). Por outro lado verifica-se que um pequeno conjunto de amostras evoluem se distribui no sentido da formação de associações secundárias ricas em carbonato e sericite, aproximando-se por vezes do campo clorite-carbonato. Os *trends* diagenéticos posicionam-se entre os vectores da albite-clorite e albite-calcite-epidoto.



**Figura VI-8:** Projecção dos índices Al vs. CCPI calculados para a totalidade das amostras que compõem os eixos vulcânicos de Ervidel-Roxo e Figueirinha-Albernoa. Acrônimos seguem os mesmos critérios apresentados na **Figura VI-2**. Os vectores de alteração representados correspondem aos vectores definidos por Large et al. (2001), nomeadamente, **1** – Ser; **2** – Ser-Chl-Py; **3** – Chl-Py-(Ser); **4** – Chl-Cb; **5** – Cb-Ser; **7**– Ab-Chl e **8** – Ab-Cal-Ep.

Este conjunto de evidências exige que a análise dos processos de alteração (natureza e intensidade) e, sobretudo, a discriminação geoquímica dos diferentes protólitos constituintes dos eixos vulcânicos de Ervidel-Roxo e de Figueirinha-Albernoa seja efectuada com base na modelação quantitativa dos ganhos e perdas de massa em elementos móveis e apreciação do comportamento manifestado pelos elementos imóveis, respectivamente.

#### VI.2.4. Elementos Imóveis

A mobilidade dos elementos depende não só da natureza e características do sistema, mas também das características dos elementos *per se*, pelo que a selecção dos elementos a utilizar nos diagramas de discriminação petrogenética é um ponto crítico do trabalho.

As amostras que caracterizam os eixos vulcânicos de Ervidel-Roxo e de Figueirinha-Albernoa registam transformações composicionais de intensidade variável potencialmente atribuíveis à sobreposição de efeitos adquiridos durante o metassomatismo oceânico e/ou hidrotermalismo e/ou metamorfismo, o que impede a utilização de elementos móveis [e.g. K, Rb, Cs, Ba, Pb<sup>2+</sup>, Sr, Eu<sup>2+</sup> (Winter, 2001)], vulgarmente designados de elementos litófilos de grande raio iónico (LILE, no acrónimo inglês), como traçadores geoquímicos dada a sua mobilidade nestes processos. Consequentemente, é útil nestas condições recorrer a um conjunto de elementos de comportamento imóvel designados elementos de alto potencial iónico

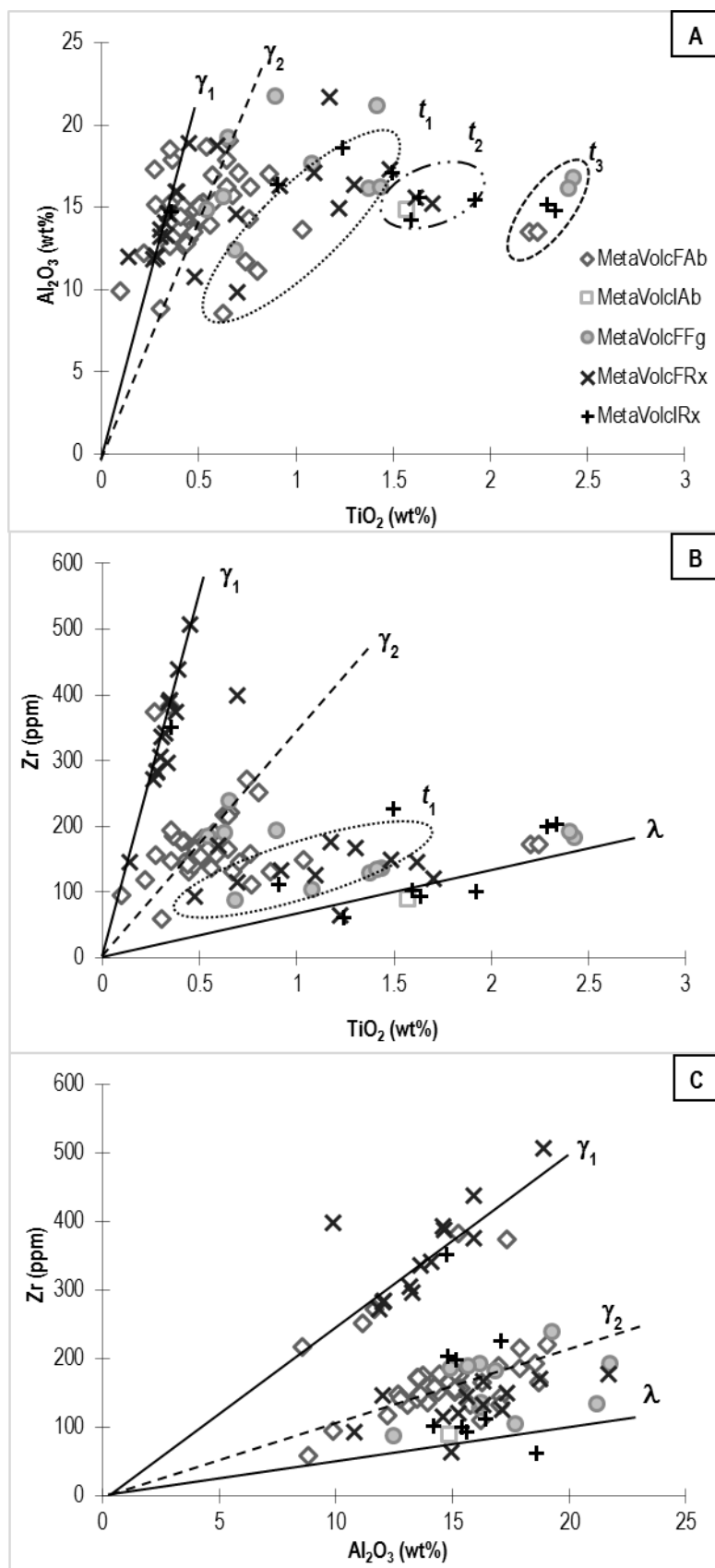
(HFSE, no acrónimo inglês), que incluem os ETR, Th, U, Ce, Pb<sup>4+</sup>, Zr, Hf, Ti, Nb e o Ta (Winter, 2001). Estes possuem características tendencialmente imóveis (ou de mobilidade extremamente reduzida) no decurso de processos metassomáticos e/ou hidrotermais desenvolvidos em condições físico-químicas comuns.

De acordo com alguns autores (e.g. MacLean & Kranidiotis, 1987; Barret & MacLean, 1994) o Al, Ti, Zr, Nb, Y, ETRP (Lu, Yb), Hf, Ta e Th (em alguns casos Sc, V e Cr), permanecem imóveis no decurso dos processos de alteração. Segundo MacLean & Barrett (1993), de entre os HFSE, o Y e os ETRL são ligeiramente móveis sobre determinadas condições de alteração, pelo que estes autores defendem que testar a imobilidade deste conjunto de elementos representa um passo importante neste tipo de abordagem geoquímica.

A projecção sob a forma de óxidos maiores de elementos imóveis, como sendo o Al e o Ti, entre si e com o Zr está representada na **Figura VI-9**. A simples análise dos gráficos permite definir três *trends* principais,  $\gamma_1$ ,  $\gamma_2$  e  $\lambda$ , correspondendo grosso modo a fácies riolíticas, riodacíticas e dacíticas-andesíticas. Por outro lado, verifica-se que a projecção de TiO<sub>2</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> exhibe menor dispersão dos pontos em torno da linha  $\gamma_1$  e a projecção Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Zr em torno da linha  $\lambda$ .

O eixo vulcânico de Ervidel-Roxo é caracterizado por um subconjunto de amostras representativo de protólitos indiscutivelmente riolíticos ( $\gamma_1$ ), relativamente bem definido nos três gráficos da **Figura VI-9**, embora com algumas dispersões, sobretudo ao nível da projecção TiO<sub>2</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Os alinhamentos representados por  $\gamma_2$  não tem significado em termos evolução composicional e denunciam variabilidade significativa dos efeitos causados pela alteração. Adicionalmente torna-se evidente um alinhamento representando percursos menos evoluídos, de composição dacítica-"andesítica" (intermédia), nos gráficos de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Zr e TiO<sub>2</sub>-Zr, impossível de colocar em evidência na projecção TiO<sub>2</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Esta, por sua vez, desenvolve dois agrupamentos, representados na **Figura VI-9** (A) pelas elipses  $t_2$  e  $t_3$ .

O eixo vulcânico de Figueirinha-Albernoa desenvolve essencialmente dois *trends*, um de natureza riolítica e um outro, de composição riodacítica; este último engloba uma parte significativa das amostras que compõem este eixo vulcânico. O alinhamento riolítico apresenta um número limitado de amostras no caso das projecções Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Zr e TiO<sub>2</sub>-Zr, aumentando significativamente, contudo, para as projecções TiO<sub>2</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. É de salientar o facto de uma parte substancial das amostras pertencentes à região da Figueirinha tenderem a manifestar composição menos evoluídas que as suas congéneres da região de Albernoa.



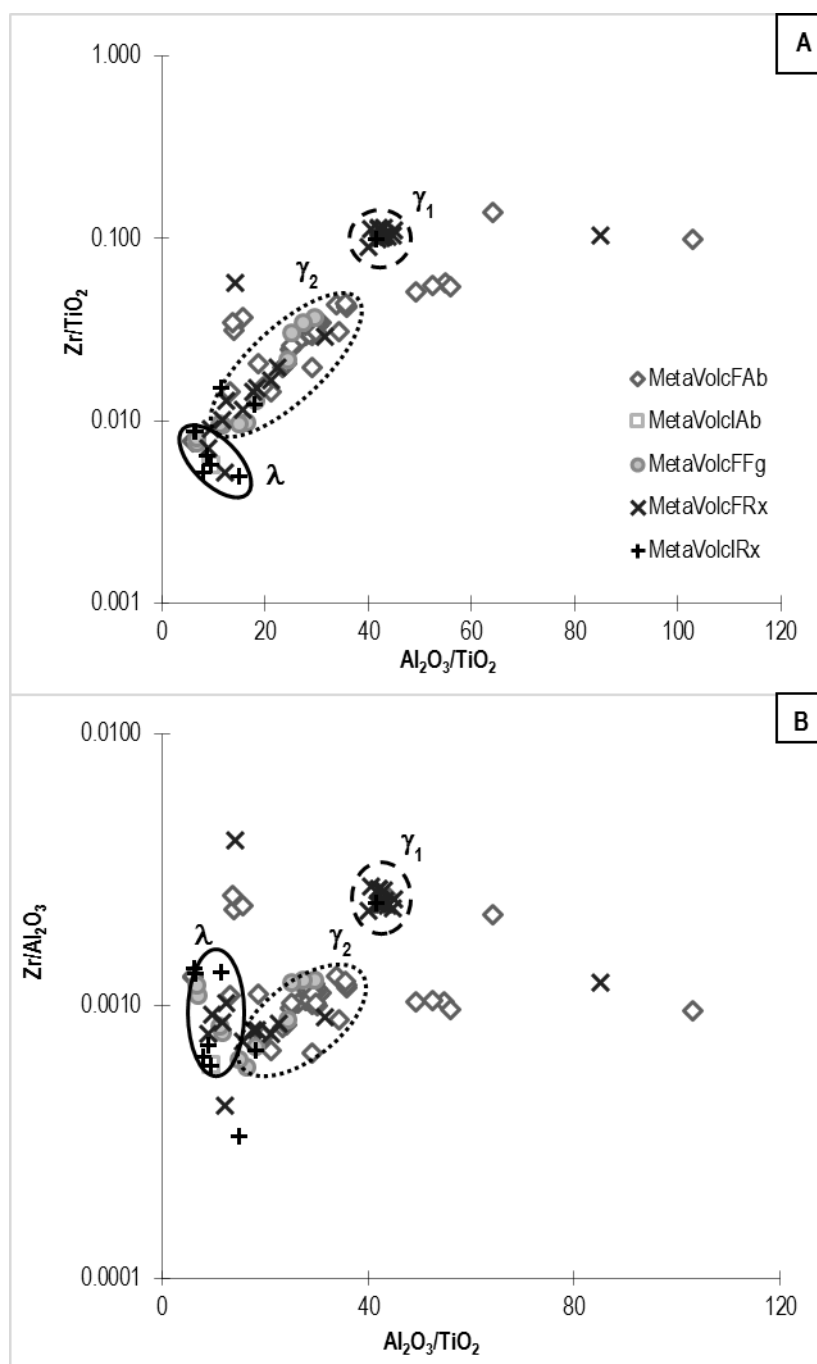
**Figura VI-9:** Diagramas de  $TiO_2$ - $Al_2O_3$  (A),  $TiO_2$ -Zr (B) e  $Al_2O_3$ -Zr (C), para os eixos vulcânicos de Ervidel-Roxo e Figueirinha-Albernoa, representando  $\gamma_1$ ,  $\gamma_2$  e  $\lambda$  protólitos riolíticos, riodacíticos e dacíticos-"andesíticos", respectivamente. Acrônimos seguem os mesmos critérios apresentados na **Figura VI-1**

Importa referir que o comportamento da alumina nas projecções apresentadas é correlacionável com a existência de condições adequadas de ligeira mobilidade durante os processos metassomáticos e/ou de alteração hidrotermal ou, em alternativa, com a influência de heterogeneidades naturais na distribuição de concentração neste óxido impostas por arranjos primários e/ou secundários dos alumino-silicatos que compõem estas rochas. Posto isto, revela-se segura a utilização das projecções  $\text{TiO}_2\text{-Zr}$  na descriminação geoquímica dos diversos protólitos ígneos, definidos pelas rectas que contêm a origem do referencial e apresentam pendor distinto. Por seu turno, as amplitudes de variação ao longo de cada recta permitem avaliar a intensidade dos processos de alteração registados por essas mesmas unidades.

De modo geral, pode-se concluir que as rochas vulcânicas do eixo vulcânico Ervidel-Roxo desenvolvem uma linha composicional que apresenta como protólito um termo de natureza riolítica ( $\gamma_1$ ), ao passo que o eixo vulcânico de Figueirinha-Albernoa integra uma linha composicional menos evoluída ( $\gamma_2$ ). Neste último caso observa-se forte dispersão em torno da linha composicional e uma larga abundância de termos que se dispõem entre as linhas  $\gamma_2$  e  $\lambda$ . É contudo crítico referir que, um subconjunto relativamente grande de amostras de Ervidel-Roxo se espalha, à semelhança de Figueirinha-Albernoa, integrando linhas composicionais menos evoluídas e pior estrangidas, entre as linhas  $\gamma_2$  e  $\lambda$  (**Figura VI-9**,  $t_1$ ). Estas correspondem tipicamente a amostras com forte sobreimposição da alteração, independentemente de qual seja o seu precursor ígneo. Por fim, os eixos vulcânicos de Ervidel-Roxo e de Figueirinha-Albernoa partilham ainda uma linha evolutiva (mal estrangida) de precursores menos diferenciados (intermédios).

As concentrações elementares são afectadas pelos ganhos e perdas absolutas experimentadas pelos elementos móveis (materializados pela dispersão de pontos ao longo das rectas analisadas anteriormente), pelo que a utilização de razões entre elementos imóveis permitirá remover estes efeitos. Deste modo, os diagramas  $\text{Zr/TiO}_2$  vs.  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$  e  $\text{Zr/Al}_2\text{O}_3$  vs.  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$  (**Figura VI-10**) permitem identificar diferentes agrupamentos passíveis de integrar precursores ígneos distintos. Ambos os diagramas mostram claramente um agrupamento de rochas de natureza riolítica, dominado por amostras provenientes do eixo vulcânico de Ervidel-Roxo, bem como a distinção entre dois agrupamentos muito próximos cujos precursores ígneos poderão corresponder a riocácitos e dacitos-andesitos, assinalados na **Figura VI-10** como  $\gamma_2$  e  $\lambda$ , respectivamente. As rochas que compõem o eixo vulcânico de Figueirinha-Albernoa distribuem-se essencialmente no campo  $\gamma_2$ , acompanhadas por um pequeno conjunto de rochas do eixo vulcânico de Ervidel-Roxo cujos valores das razões  $\text{Zr/Al}_2\text{O}_3$  vs.  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$  são tendencialmente baixos. O agrupamento  $\lambda$  engloba fácies de natureza dacítica-"andesítica" da região de Ervidel-Roxo e Figueirinha-Albernoa, salvo raras excepções (e.g. RVC40), cujos comportamentos são sistematicamente anómalos.

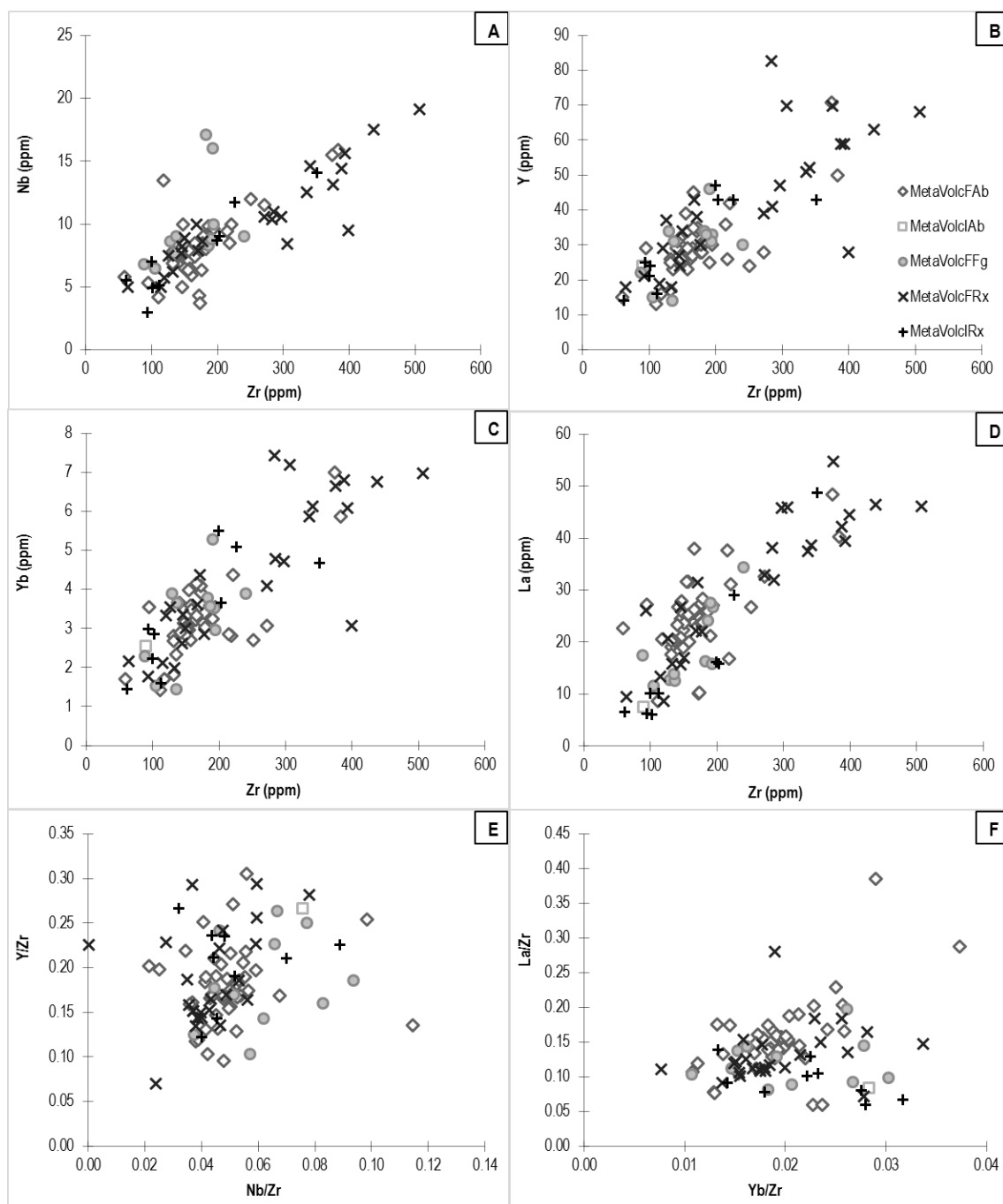




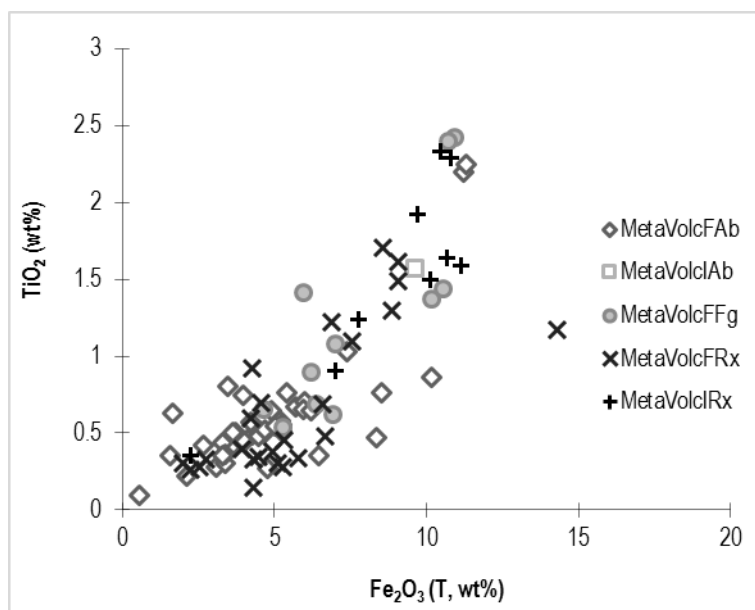
**Figura VI-10:** Diagramas de identificação de precursores ígneos distintos para os eixos vulcânicos de Ervidel-Roxo e de Figueirinha-Albernoa, com base nas projecções de  $Zr/TiO_2$  vs.  $Al_2O_3/TiO_2$  (A) e  $Zr/Al_2O_3$  vs.  $Al_2O_3/TiO_2$  (B). Acrónimos seguem os mesmos critérios apresentados na **Figura VI-1**. Estes diagramas são utilizados com o objectivo de remover os efeitos dos balanços de massa devidos aos processos de alteração (Barrett *et al.*, 2008).

A verificação do carácter imóvel *versus* parcialmente móvel dos elementos tidos como imóveis, particularmente os HFSE, permitiu concluir que, tendencialmente, o Zr e o Ti exibem comportamento imóvel no decurso das transformações impostas pela alteração hidrotermal e subsequente recristalização metamórfica de baixo grau. Por outro lado, confirmou-se, à semelhança do que é defendido por MacLean & Barrett (1993) e atendendo às afinidades geoquímicas, que o Y e ETRL, mas também o Nb, são

caracterizados por diagramas com forte dispersão sugerindo fortemente a possibilidade de apresentarem relativa mobilidade durante as referidas transformações. A influência destes processos na distribuição do Y, Nb, La e Yb é notória quando se tomam os valores normalizados relativamente ao Zr (**Figura VI-11: E e F**). A análise deste diagrama mostra que: (i) o Nb e Y apresentam maior mobilidade que o Y e La, respectivamente, e portanto maior amplitude de variação; e (ii) em regra, o La possui maior mobilidade que o Yb.



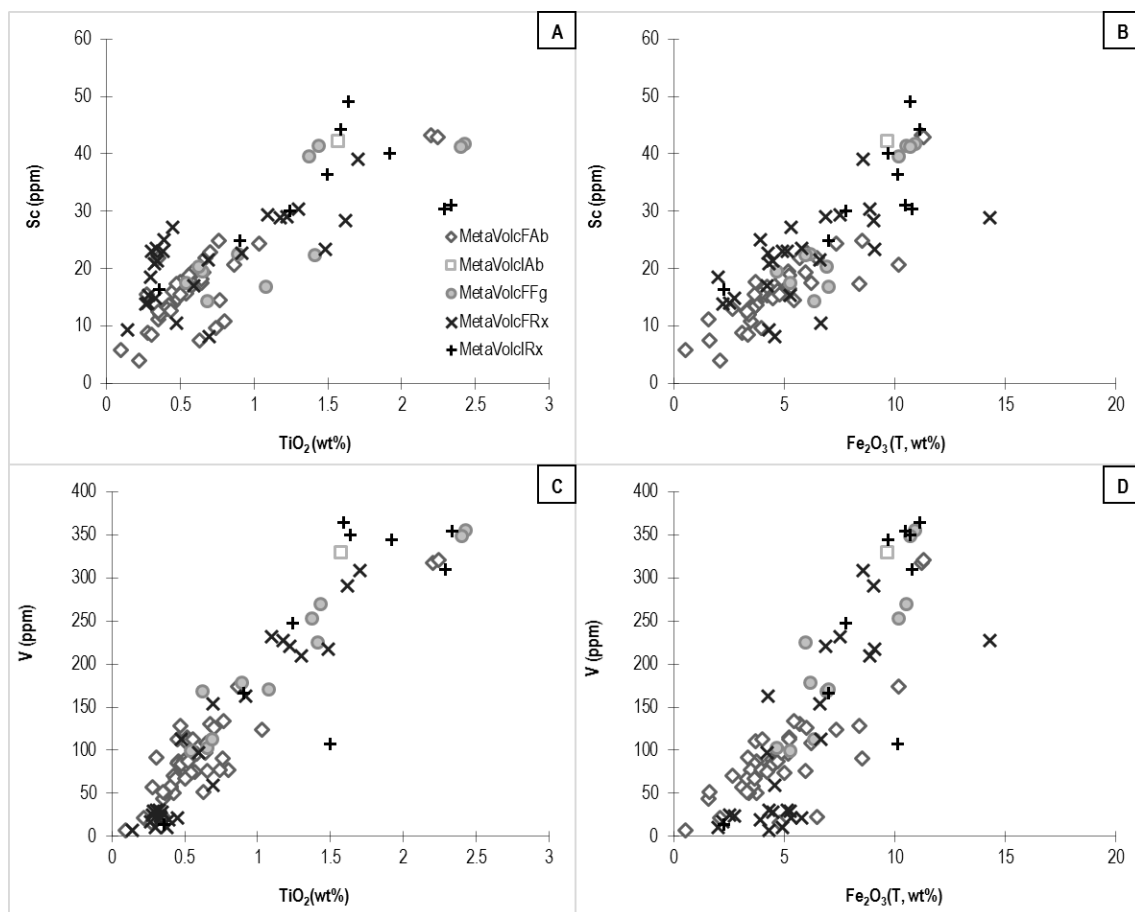
**Figura VI-11:** Projecção do Nb, Y, Yb e La versus Zr – Gráficos (A) a (D) e das razões Y/Zr versus Nb/Zr e La/Zr versus Yb/Zr. Acrónimos seguem os mesmos critérios apresentados na **Figura VI-1**.



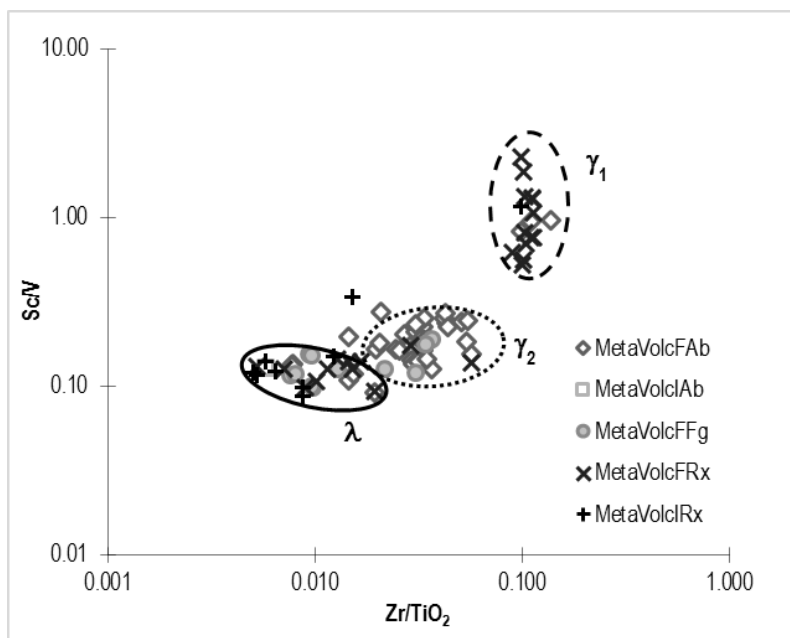
**Figura VI-12:** Distribuição dos conteúdos em  $\text{TiO}_2$  e  $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{T})$  nas rochas metavulcânicas que compõem os eixos vulcânicos de Ervidel-Roxo e Figueirinha-Albernoa. Acrônimos seguem os mesmos critérios apresentados na **Figura VI-1**.

É por fim importante referir que a co-variação positiva definida entre os conteúdos em  $\text{TiO}_2$  e  $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{T})$  de 0,84 reflecte a tendência imposta pelos mecanismos de diferenciação magmática no sentido de promover o decréscimo dos valores de concentração naqueles óxidos elementares dos termos menos evoluídos (dacitos-andesitos) para os mais evoluídos (riólitos) (**Figura VI-12**). Um outro exercício de teste pode ser realizado, mercê das correlações positivas razoáveis estabelecidas entre os conteúdos em  $\text{TiO}_2$  e  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  com o Sc e V, e pelo facto destes elementos poderem apresentar comportamento tendencialmente imóvel, projectando-os em diagramas  $\text{TiO}_2\text{-Sc}$  e  $\text{TiO}_2\text{-V}$  (**Figura VI-13**).

À semelhança do que se observava no diagrama  $\text{TiO}_2\text{-Zr}$ , os diagramas apresentados na **Figura VI-13** desenvolvem linhas com significado equivalente. Coloca-se, contudo, a mesma problemática: algumas das linhas desenvolvidas são aparentes e representam termos representados por intensas transformações mineralógicas e texturais decorrentes dos processos de alteração *s.l.*. Posto isto, testou-se a hipótese do diagrama  $\text{Zr}/\text{TiO}_2$  vs.  $\text{Sc}/\text{V}$  (**Figura VI-14**), onde é possível distinguir de forma análoga aos diagramas  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$  vs.  $\text{Zr}/\text{TiO}_2$  e  $\text{Zr}/\text{Al}_2\text{O}_3$  três protólitos ígneos, um de natureza riolítica, outro de natureza riodacítica e um outro de natureza dacítica-“andesítica”. Os termos dacítico-“andesíticos” apresentam tipicamente  $\text{Zr}/\text{TiO}_2 < 0,015$  e  $\text{Sc}/\text{V} \approx 0,10$ .



**Figura VI-13:** Variações nos conteúdos em  $\text{TiO}_2$  e  $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{T})$  versus Sc e V nas rochas metavulcânicas que compõem os eixos vulcânicos de Ervidel-Roxo e de Figueirinha-Albernoa. Acrônimos seguem os mesmos critérios apresentados na **Figura VI-1**.



**Figura VI-14:** Distribuição dos valores das razões  $\text{Zr}/\text{TiO}_2$  versus  $\text{Sc}/\text{V}$  para as rochas metavulcânicas que compõem os eixos vulcânicos de Ervidel-Roxo e de Figueirinha-Albernoa. Acrônimos seguem os mesmos critérios apresentados na **Figura VI-1**.

### VI.2.5. Balanços de Massa

A contabilização dos balanços de massa estabelecidos no decurso dos processos de alteração/mineralização experimentados pelas rochas hospedeiras de eventuais sistemas produtivos são de extrema importância para as actividades de prospecção mineral. Em termos conceptuais, esta contabilização é efectuada calculando as diferenças de concentração elementar ( $x_i$ ) obtidas para o protólito ( $C_{j,p}$ ) e o seu equivalente alterado/mineralizado ( $C_{j,a/m}$ ) aferidas às variações de massa volúmica ( $\rho_p$  e  $\rho_{a/m}$ ) impostas pela transformação mineralógica e textural, para um dado valor global de massa  $M_p$  (geralmente, 100 g, uma vez que os valores analíticos são vulgarmente apresentados em peso %):

$$x_i = M_p \left[ \left( \left( \rho_{a/m} / \rho_p \right) \times C_{j,a/m} \times f_v \right) - C_{j,p} \right]$$

Esta expressão obriga, contudo, à determinação dos valores de massa volúmica para todos os exemplares, admitindo que os elementos de comportamento imóvel são em número suficiente para estimar com relativa precisão o factor de volume ( $f_v = V_{a/m}/V_p$ ) envolvido na referida transformação.

Barrett *et al.* (2008), na caracterização geoquímica dos padrões de alteração associados à massa de fetais e respectivos balanços de massa, fazem uso do procedimento descrito em MacLean (1990) e MacLean & Barrett (1993). Dada a possibilidade de estabelecimento de comparações dos resultados afigura-se crítico envergar por esta abordagem. Assim, o balanço de massa elementar ( $\Delta j$ ) vem igual a:

$$\Delta j = C_{(j,a/m)_R} - C_{j,p}$$

onde  $C_{(j,a/m)_R}$  corresponde à concentração recalculada auferida a partir de um factor  $f$  que expressa a razão entre as concentrações de um elemento imóvel medidas no protólito e no seu equivalente alterado/mineralizado, isto é,  $f = [C_{imóvel,p} / C_{imóvel,a/m}]$ , pelo que,

$$C_{(j,a/m)_R} = f \times C_{j,a/m}$$

Na execução do presente exercício testou-se a utilização de quatro elementos imóveis, a alumina, Zr, Y e Yb, de entre os quais se afigurou mais seguro optar pelo  $Al_2O_3$  e Zr, pois ainda que na maioria das situações os resultados do Y e Yb fossem da mesma ordem de grandeza dos obtidos com base no Zr, em alguns casos os valores líquidos apurados para os ganhos de massa em rochas moderadamente alteradas excedem largamente o aceitável. Neste sentido, conclui-se que o comportamento tendencialmente imóvel do Y e Yb pode ser perturbado de forma considerável em certos domínios do maciço rochoso sujeito a alteração.

#### **VI.2.5.1.1. Eixo Vulcânico de Ervidel-Roxo**

O conjunto de amostras eleitas para o presente eixo vulcânico subdividem-se, com base em critérios petrográficos e geoquímicos em dois grandes agrupamentos, designados RF (rochas félsicas Roxo) e RI (rochas intermédias Roxo). Estes agrupamentos foram ainda categorizados de acordo com o grau de alteração das amostras em fraca a moderadamente alteradas e fortemente alteradas. Uma vez que não é possível a utilização de exemplares apenas colhidos ao longo de sondagens, recorreu-se a amostras de afloramentos chave, tendo o cuidado de proceder à confirmação do maior número possível de critérios mineralógicos no sentido de fundamentar a filiação comum dos exemplares constituintes de cada conjunto.

A composição do protólito de natureza félsica (RF) foi obtido com base no cálculo dos valores médios de concentração multi-elementar manifestada pelas amostras CW2-W (145,90 m de profundidade) e RB50, ao passo que os exemplares VC1, VC5, RVC40 e VC25 e CW2-L (69,00 m de profundidade), RCHL55 e RSER54 integram os subconjuntos com evidências de alteração fraca a moderada e forte, respectivamente. Quanto ao conjunto RI, a amostra RVM64 foi considerada como representativa do protólito, contudo é importante salientar que esta amostra é possui uma textura intersertal, composta essencialmente por plagioclase, tendo uma origem controversa tal como foi discutido na secção IV (subsecção IV.2.1). O subconjunto RI com indícios de alteração fraca a moderada é constituído pelos exemplares RVM63, VM26, VM4 e CW2-SS (431,40 m de profundidade), enquanto o subconjunto RI representativo de domínios fortemente alterados se encontra retratado pelas amostras RL37 e RL44.

De modo geral, verificam-se perdas apreciáveis em parte substancial dos elementos, com excepção do Na<sub>2</sub>O e do Sr, com ganhos até  $\approx 3,3 \text{ g} / 100 \text{ g}$  e  $\approx 382 \text{ g} / 10^6 \text{ g}$ , respectivamente. Por sua vez, o CaO regista adições entre  $\approx 1$  a  $6 \text{ g} / 100 \text{ g}$ , que contrastam com perdas da ordem de  $0,7 \text{ g} / 100 \text{ g}$  para a amostra VC1. Pelo contrário, a SiO<sub>2</sub> apresenta perdas consideráveis (até  $\approx 31,8 \text{ g} / 100 \text{ g}$ ), apesar dos valores em sentido contrário obtidos para os exemplares VC5 e RVC40, a par com o K<sub>2</sub>O e o S com perdas da ordem de  $0,8$  a  $2,4 \text{ g} / 100 \text{ g}$  e  $\approx 0,5\text{-}0,6 \text{ g} / 100 \text{ g}$  (por esta mesma ordem). O Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (T), MgO e TiO<sub>2</sub> revelam duas tendências distintas, com as amostras VC1 e VC5 a documentarem perdas da ordem de  $0,1$  a  $3,4 \text{ g} / 100 \text{ g}$  e os exemplares RVC40 e VC25 a transcreverem ganhos da mesma ordem de grandeza ou compreendidos entre  $\approx 6$  a  $8 \text{ g} / 100 \text{ g}$ , tomando o Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e Zr como referência no cálculo de  $f$ , respectivamente. Este comportamento é seguido, grosso modo, de forma equivalente pelo V e Cr, que apresentam ganhos assinaláveis de algumas dezenas de  $\text{g} / 10^6 \text{ g}$ , nos domínios alterados representados pelas amostras RVC40 e VC25. Todos os restantes elementos traço envolvidos nas trocas de massa manifestam perdas apreciáveis (no mínimo dezenas de  $\text{g} / 10^6 \text{ g}$ ), exceptuando do Zn e Sc que revelam, pelo contrário, ganhos ligeiros (geralmente abaixo de  $10 \text{ g} / 10^6 \text{ g}$ ), especialmente nos domínios representados pelas amostras RVC40 e VC25, também enriquecidas em Fe, Mg, V e Cr.

Quando se tomam os exemplares RF fortemente alterados verificamos que parte considerável das tendências geoquímicas apresentadas anteriormente para o subconjunto de rochas fraca a moderadamente

alteradas são reforçadas. Efectivamente verifica-se uma adição generalizada em MgO, em especial na amostra CW2-L (até 8 g / 100 g) e, em Zn (escassas dezenas de g / 10<sup>6</sup> g), mas também ganhos de ≈2 a 4 g / 100 g em CaO, K<sub>2</sub>O, TiO<sub>2</sub> e S, registados pela amostra CW2-L, que se fazem acompanhar por enriquecimentos notórios (no mínimo de largas dezenas de g / 10<sup>6</sup> g) em Si, Ni, V, As, Co, Sb e Sc. Regista-se ainda um importante ganho de massa em SiO<sub>2</sub> na amostra RSER54, a qual manifesta também ocasionais ganhos em diversos elementos menores com significado metalogenético (e.g. Zn, Ga). É de notar que se tomarmos os resultados do Zr como imóvel a amostra CW2-L revela ainda ganhos interessantes em Ga e Cu.

**Tabela VI-2:** Balanços de massa globais para o conjunto de rochas vulcânicas félsicas (RF) do eixo vulcânico de Ervidel-Roxo. Os acrónimos P, MA e FA significam protólito, moderadamente alterado e fortemente alterado, respectivamente.

Balanço de massa (wt%) envolvido na transformação $P_{RF} \Rightarrow MA_{RF} \Rightarrow FA_{RF}$ usando Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> como imóvel							
	P $\Rightarrow$ MA				P $\Rightarrow$ FA		
	VC1	VC5	RVC40	VC25	CW2-L	RCHL55	RSER54
<b>Σ Ganhos</b>	2.9	4.9	10.8	14.0	10.9	2.0	6.1
<b>Σ Perdas</b>	13.0	6.1	34.1	35.2	57.9	27.5	8.7
<b>Balanço líquido</b>	-10.1	-1.2	-23.3	-21.2	-47.1	-25.5	-2.6
Balanço de massa (wt%) envolvido na transformação $P_{RF} \Rightarrow MA_{RF} \Rightarrow FA_{RF}$ usando Zr como imóvel							
	P $\Rightarrow$ MA				P $\Rightarrow$ FA		
	VC1	VC5	RVC40	VC25	CW2-L	RCHL55	RSER54
<b>Σ Ganhos</b>	1.3	1.0	36.5	22.6	46.4	0.3	37.5
<b>Σ Perdas</b>	76.0	65.4	3.5	49.7	65.2	97.0	4.9
<b>Balanço líquido</b>	-74.7	-64.4	32.9	-27.1	-18.7	-96.7	32.7

A intensa lixiviação que afecta as rochas félsicas constituintes do eixo vulcânico de Ervidel-Roxo conduziu invariavelmente a balanços líquidos fortemente negativos, como é possível apreciar na **Tabela VI-2**. Estes são da ordem de ≈20 a 47 g / 100 g para a abordagem que toma o Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> como imóvel, pelo que as perdas substanciais de massa registadas nas amostras VC1 (≈ 74 g / 100 g), VC5 (≈ 47 g / 100 g) e RCHL55 (≈ 97 g / 100 g) obtidas considerando o Zr como imóvel devem ser encaradas com reserva. Ainda assim, é de salientar o enriquecimento em MgO [não acompanhado por Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (T)] em conjunto com diversos outros elementos na amostra CW2-L (± RSER54), possivelmente representando domínios rochosos laterais (de recarga) às zonas de maior actividade exalativa-hidrotermal (estas tipicamente enriquecidas em ferro, mas não em magnésio, traduzindo os locais preferenciais de ascensão de fluidos hidrotermais não diluídos, *i.e.*, não misturados com água do mar).

Os resultados dos balanços de massa para o conjunto RI com alteração fraca a moderada permitem mostrar perdas assinaláveis, de magnitude variável, para a totalidade dos óxidos de elementos maiores, com excepção do K<sub>2</sub>O que apresenta ligeiras adições (< 1 g / 100g). A lixiviação generalizada destes elementos faz-se acompanhar, tipicamente, pelo V (no mínimo algumas dezenas de g / 10<sup>6</sup> g) e, em vários exemplares, pela remoção de pequenas quantidades, <10 g / 10<sup>6</sup> g, de La, Ce, Sc e Zn. Em contrapartida, verificam-se

ganhos variáveis, em: (i) Ba Cr, Sr, e Ni, no mínimo algumas dezenas de g / 10<sup>6</sup> g, embora a amostra VM26 possua perdas em Sr e Ni, ainda que pouco significativas quando se consideram os resultados obtidos pressupondo Zr imóvel; (ii) Cu geralmente abaixo de 15 g / 10<sup>6</sup> g e, (iii) Rb, cerca de 10-20 g / 10<sup>6</sup> g. É importante notar, contudo, que o exemplar RVM63 constitui uma exceção a esta tendência geoquímica se forem considerados os cálculos realizados na base de Zr imóvel; nestas circunstâncias resultam incrementos mássicos em SiO<sub>2</sub> (≈ 27 g / 100 g), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (≈ 15 g / 100 g), Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>(T) (≈ 3 g / 100 g), MgO (≈ 4 g / 100 g) e CaO (≈ 11 g / 100 g).

As perdas e ganhos que caracterizam o subconjunto RI com alteração forte não se distanciam substancialmente das que foram acima discutidas para os termos fraca a modernamente alterados. É importante aqui assinalar que se verificam enriquecimentos em Cu da ordem de 22-29 g / 10<sup>6</sup> g e em Pb nunca superando ≈10 g / 10<sup>6</sup> g. Acresce referir a existência de adições ligeiras (escassas dezenas de g / 10<sup>6</sup> g) em La, Ce, Pr, Nd, Sm, As e Co em alguns dos exemplares que preservam efeitos de alteração intensa.

**Tabela VI-3:** Balanços de massa globais para o conjunto de rochas vulcânicas intermédias (RI) do eixo vulcânico de Ervidel-Roxo. Acrónimos de acordo com o estipulado na **Tabela VI-2**.

Balanço de massa (wt%) envolvido na transformação $P_{RI} \Rightarrow MA_{RI} \Rightarrow FA_{RI}$ usando Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> como imóvel						
	P $\Rightarrow$ MA				P $\Rightarrow$ FA	
	RVM63	VM26	VM4	CW2-SS	RL37	RL44
$\Sigma$ Ganhos	4.3	5.6	3.4	7.3	7.7	13.7
$\Sigma$ Perdas	21.7	5.5	12.1	9.2	35.3	19.0
Balanço líquido	-17.4	0.2	-8.7	-1.9	-27.6	-5.3
Balanço de massa (wt%) envolvido na transformação $P_{RI} \Rightarrow MA_{RI} \Rightarrow FA_{RI}$ usando Zr como imóvel						
	P $\Rightarrow$ MA				P $\Rightarrow$ FA	
	RVM63	VM26	VM4	CW2-SS	RL37	RL44
$\Sigma$ Ganhos	62.3	0.02	2.5	10.5	4.6	1.2
$\Sigma$ Perdas	0.3	51.2	15.2	7.6	47.1	75.9
Balanço líquido	61.9	-51.1	-12.7	2.9	-42.6	-74.7

A **Tabela VI-3** exhibe os balanços de massa líquidos para o conjunto de rochas intermédias do Roxo. Estes são tendencialmente negativos, de magnitude variável (de ≈ 9 a ≈ 75 g / 100 g), reflectindo a heterogeneidade dos efeitos imputáveis à alteração, eventualmente reforçado pelas circunstâncias impostas pelo cálculo alternativo considerando o Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ou o Zr como imóvel.

Os balanços de massa do conjunto RF e RI mostram que as sequências vulcânicas que compõem a região do Roxo foram palco de intensa lixiviação, tanto mais elevada quanto maior é intensidade dos efeitos imputáveis à alteração.



#### VI.2.5.1.2. Eixo vulcânico de Figueirinha-Albernoa

O conjunto de amostras seleccionadas para a execução dos cálculos de balanço de massa do eixo de Figueirinha-Albernoa incluem unicamente rochas de carácter félsico (riodacítico) denotadas por AF (rochas félsicas de Albernoa) e FF (rochas félsicas da Figueirinha). A composição do protólito que caracteriza a região de Albernoa foi calculada com base nos valores médios apurados a partir das análises multi-elementares obtidas para os exemplares 11-1-F (48,04 m de profundidade) e 11-1-V (147,40 m de profundidade); os exemplares 11-1-H (55,28 m de profundidade), 11-1-L (74,80 m de profundidade) e 11-1-M (76,50 m de profundidade) correspondem a termos representativos dos domínios fraca a moderadamente alterados, ao passo que o exemplar TR1-A (80,28 m de profundidade) documenta alteração forte.

O conjunto FF encontra-se representado neste estudo por um protólito (18-1-LL – 194,35 m de profundidade) e por três termos congêneres alterados, nomeadamente, os exemplares, 18-1-I (93,03 m de profundidade), 18-1-RR (211,50 m de profundidade), 18-1-TT (211,48 m de profundidade) e 18-1-UU (228,00 m de profundidade).

Os cálculos efectuados para os balanços de massa relativos ao conjunto AF (Rochas félsicas de Albernoa) demonstram haver perdas sistemáticas em  $\text{SiO}_2$  (até  $\approx 7 \text{ g} / 100 \text{ g}$ ), com excepção da amostra 11-1-M quando se tomam os valores de Zr imóvel como referência e da amostra TR1-A, em ambas as situações. Em oposição, os óxidos de elementos maiores como o Fe, Mg, Ca e o K, salvo raras excepções, apresentam ganhos sistemáticos nos exemplares fraca a moderadamente alterados, tanto maiores quanto mais intensa é a alteração. O  $\text{K}_2\text{O}$  apresenta, contudo, tendência inversa à descrita quando se trata de maior intensidade de alteração. Assinalam-se ainda ganhos consideráveis em Ba ( $\approx 30\text{-}45 \text{ g} / 10^6 \text{ g}$ ) e Rb ( $\approx 40\text{-}50 \text{ g} / 10^6 \text{ g}$ ) nas rochas fraca a moderadamente alteradas. Esta tendência é, contudo, quebrada quando se considera a amostra que exhibe maior intensidade de alteração, verificando-se perdas da ordem de  $\approx 100 \text{ g} / 10^6 \text{ g}$  para o Ba e ( $\approx 10 \text{ g} / 10^6 \text{ g}$ ) para o Rb. Por outro lado, verifica-se que os elementos que possuem perdas assinaláveis nos domínios menos alterados, *i.e.*, V ( $\approx 15 \text{ g} / 10^6 \text{ g}$ ); e Sr ( $\approx 20\text{-}70 \text{ g} / 10^6 \text{ g}$ ) são marcados por incrementos assinaláveis nos domínios de maior alteração. Neste âmbito é ainda de referir o enriquecimento em Cr generalizado nas fácies moderadamente alteradas ( $\approx 10\text{-}20 \text{ g} / 10^6 \text{ g}$ ) e fortemente alteradas ( $\approx 120 \text{ g} / 10^6 \text{ g}$ ), acompanhado tipicamente por ganhos modestos em Ni ( $\approx 7 \text{ g} / 10^6 \text{ g}$  e  $\approx 50 \text{ g} / 10^6 \text{ g}$ , respectivamente). Por fim, releva-se importante salientar que a amostra 11-1-M exhibe, em regra, tendências inversas às suas congêneres com alteração fraca a moderada, registando perdas quase sempre que aquelas registam ganhos e vice-versa.

**Tabela VI-4:** Balanços de massa globais para o conjunto de rochas vulcânicas félsicas (AF) da região de-Albernoa. Acrónimos de acordo com o estipulado na **Tabela VI-2.**

	Balanço de massa (wt%) envolvido na transformação $P_{AF} \Rightarrow MA_{AF} \Rightarrow FA_{AF}$ usando $Al_2O_3$ como imóvel			
	$P \Rightarrow MA$			$P \Rightarrow FA$
	11-1-H	11-1-L	11-1-M	TR1-A
$\Sigma$ Ganhos	2.2	1.9	4.7	9.8
$\Sigma$ Perdas	1.8	2.1	9.0	2.0
Balanço líquido	0.4	-0.2	-4.3	7.9
	Balanço de massa (wt%) envolvido na transformação $P_{AF} \Rightarrow MA_{AF} \Rightarrow FA_{AF}$ usando Zr como imóvel			
	$P \Rightarrow MA$			$P \Rightarrow FA$
	11-1-H	11-1-L	11-1-M	TR1-A
$\Sigma$ Ganhos	2.9	1.3	26.2	12.1
$\Sigma$ Perdas	1.9	5.8	0.4	1.9
Balanço líquido	1.0	-4.5	25.8	10.3

Em termos gerais, os processos de lixiviação multi-elementar envolvidos na alteração fraca a moderada das rochas riodacíticas de Albernoa tendem a não ser totalmente compensados, daqui resultando um balanço de massa líquido negativo (**Tabela VI-4**) com exceção da amostra 11-1-H. Esta situação inverte-se, contudo, quando considerados os processos de alteração mais intensos, conduzindo a incrementos de massa entre 8 a 10 g / 100 g (podendo eventualmente atingir valores mais altos, da ordem de 20-25 g / 100 g). Estes devem-se, possivelmente, à neoformação de fases minerais responsáveis pela selagem quer da porosidade primária apresentada pelas rochas vulcanoclásticas, quer da permeabilidade secundária gerada no decurso dos fenómenos de auto-brechificação *in situ* das escoadas lávicas.

O conjunto de rochas félsicas FF (Figueirinha) mostra que numa primeira análise os ganhos em  $Fe_2O_3$  (T), MgO, CaO e  $K_2O$  não são tão consistentes como no caso de Albernoa, muito embora possam atingir valores da mesma ordem de grandeza ou superior (até  $\approx 7$  g / 100 g,  $\approx 5$  g / 100 g,  $\approx 7$  g / 100 g e  $\approx 4$  g / 100 g, respectivamente). Em oposição, as perdas relativas em  $Na_2O$  e  $SiO_2$  manifestam remoção efectiva destes óxidos elementares para a maior parte dos casos examinados, as quais se cifram em torno de 3-4 g / 100 g e entre 16 e 32 g / 100 g, respectivamente. Saliente-se ainda os incrementos em  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$  e  $Na_2O$  nos registados pelas amostras 18-1-TT e 18-1-UU, que poderão denotar a inadequação do zircónio para efeitos de cálculo do parâmetro  $f$  (devido, por exemplo, a heterogeneidades primárias de concentração nesse elemento). Uma outra hipótese para este incremento tem a ver com a neoformação de um aluminossilicato de sódio (e.g. albite), contudo, esta é menos plausível dada a forte hidrólise que estas fases minerais exibem nas referidas amostras.

No que respeita aos elementos menores observam-se: (i) ganhos locais expressivos e de magnitude distinta (em função de “ $Al_2O_3$  imóvel” ou “Zr imóvel”) em Sr (dezenas a centenas de g /  $10^6$  g); (ii) incrementos em Rb entre  $\approx 35$  e 110 g /  $10^6$  g para o “ $Al_2O_3$  imóvel” e  $\approx 65$  e 160 g /  $10^6$  g para o “Zr imóvel”; (iii) ganhos muito significativos em Ba (entre  $\approx 40$  e  $\approx 750$  g /  $10^6$  g), ao contrário do que se registava em Albernoa; (iv) enriquecimentos em V e Zn (entre  $\approx 20$  e  $\approx 210$  g /  $10^6$  g e  $\approx 20$  e  $\approx 110$  g /  $10^6$  g, respectivamente), acompanhados de ligeiros incrementos mássicos, ainda que inferiores a  $\approx 50$  g /  $10^6$  g, em As, Cu e Ga.

**Tabela VI-5:** Balanços de massa globais para o conjunto de rochas vulcânicas félsicas (FF) da região da Figueirinha. Acrónimos de acordo com o estipulado na **Tabela VI-2**.

	Balanço de massa (wt%) envolvido na transformação $P_{FF} \Rightarrow MA_{FF}$ usando $Al_2O_3$ como imóvel			
	P $\Rightarrow$ MA			
	18-1-I	18-1-RR	18-1-TT	18-1-UU
$\Sigma$ Ganhos	5.3	14.9	9.5	32.4
$\Sigma$ Perdas	37.8	20.8	25.7	4.1
Balanço líquido	-32.5	-5.9	-16.2	28.3
	Balanço de massa (wt%) envolvido na transformação $P_{FF} \Rightarrow MA_{FF}$ usando Zr como imóvel			
	P $\Rightarrow$ MA			
	18-1-I	18-1-RR	18-1-TT	18-1-UU
$\Sigma$ Ganhos	16.1	16.2	77.4	38.2
$\Sigma$ Perdas	21.2	19.2	0.0	0.1
Balanço líquido	-5.1	-3.1	77.4	38.2

A **Tabela VI-5** sumariza os balanços de massa globais envolvidos na transformação dos exemplares seleccionados da região da Figueirinha. As tendências geoquímicas colocadas em evidência são passíveis de comparação com as obtidas para as rochas congêneres fraca a moderadamente alteradas da região de Albernoa. Em termos gerais documenta-se um balanço líquido negativo, com excepção do domínio rochoso representado pela amostra 18-1-UU para o qual o saldo é sempre positivo ( $\approx 28-38 \text{ g} / 10^6 \text{ g}$ ), independentemente do elemento seleccionado para o cálculo de  $f$ . A este propósito importa referir que a amostra 18-1-TT poderá também constituir excepção, caso se tomem os resultados do balanço de massa aferidos aos conteúdos em Zr, daqui emergindo um incremento de massa muito significativo ( $\approx 77 \text{ g} / 10^6 \text{ g}$ ). É contudo importante salientar que o conjunto de amostras da região da Figueirinha destaca por ganhos evidentes num vasto leque de elementos menores e traço, alguns dos quais tipicamente associados a processos exalativo-hidrotermais mineralizantes, mas também, por um incremento na intensidade dos processos de lixiviação. Pode-se assim afirmar que os balanços de massa para este conjunto de amostras concorrem para aumentos de massa apreciáveis de um número alargado de elementos com significado metalogenético, ainda que os valores líquidos sejam tendencialmente negativos, na medida em que o total de massa removido/lixiado não é compensado pelo total residual e neo-incorporado.

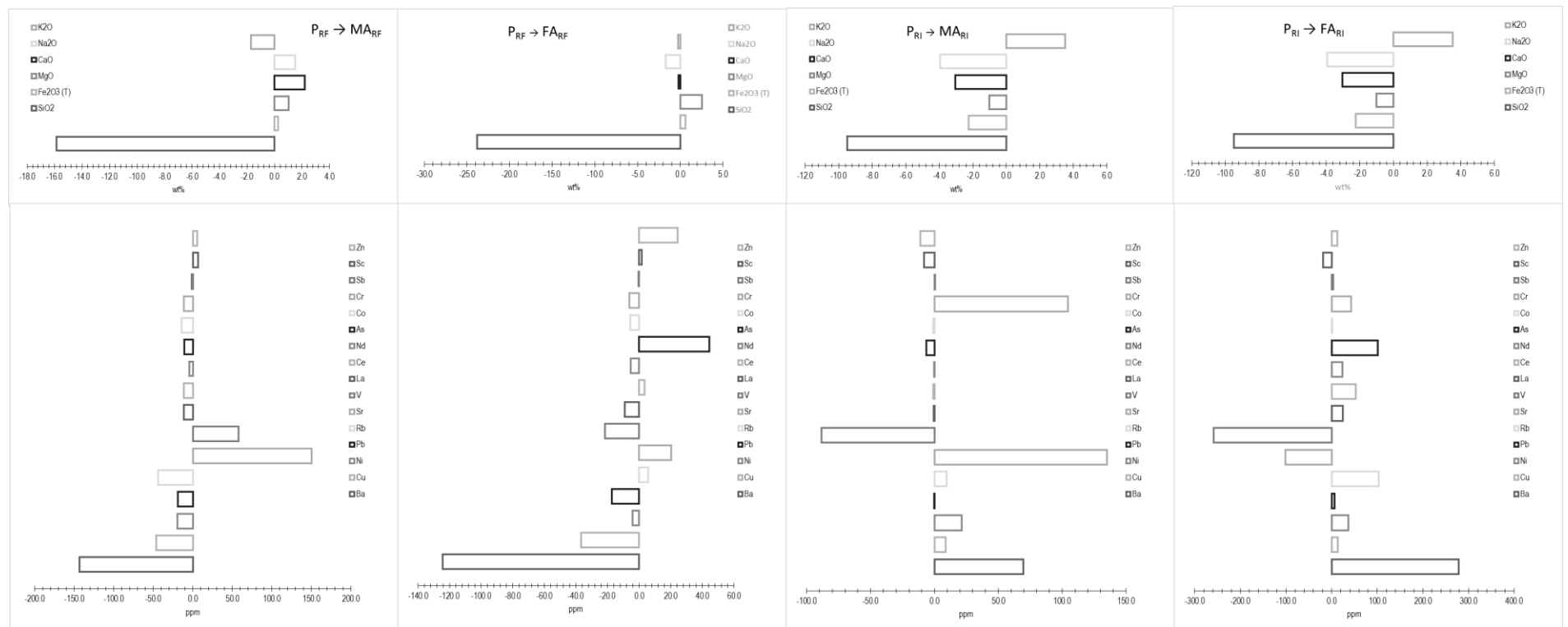
A integração dos dados anteriormente discutidos para os eixos vulcânicos de Ervidel-Roxo e de Figueirinha-Albernoa permite concluir que, em regra, as tendências geoquímicas observadas espelham o desenvolvimento heterogêneo de processos de alteração análogos, ainda que claramente mais intensos na região do Roxo, comparativamente com os domínios amostrados de Albernoa e Figueirinha. Por outro lado, verifica-se que na maioria dos casos, as trocas de massa estabelecidas durante a alteração conduzem a balanços líquidos negativos, o que significa que o total de massa lixiado raramente é balanceado, mesmo quando na presença de ganhos evidentes em diversos elementos menores e traço, alguns dos quais tipicamente associados a processos exalativos-hidrotermais. Ainda assim, é de salientar que alguns exemplares de Figueirinha-Albernoa, em particular aqueles que apresentam maiores indícios de alteração,

exibem incrementos mássicos que transcrevem a neoformação de fases minerais responsáveis pela selagem da permeabilidade secundária gerada no decurso dos fenómenos de autobrechificação de escoadas lávicas *in situ* e da porosidade primária que caracteriza os termos com génese vulcanoclástica.

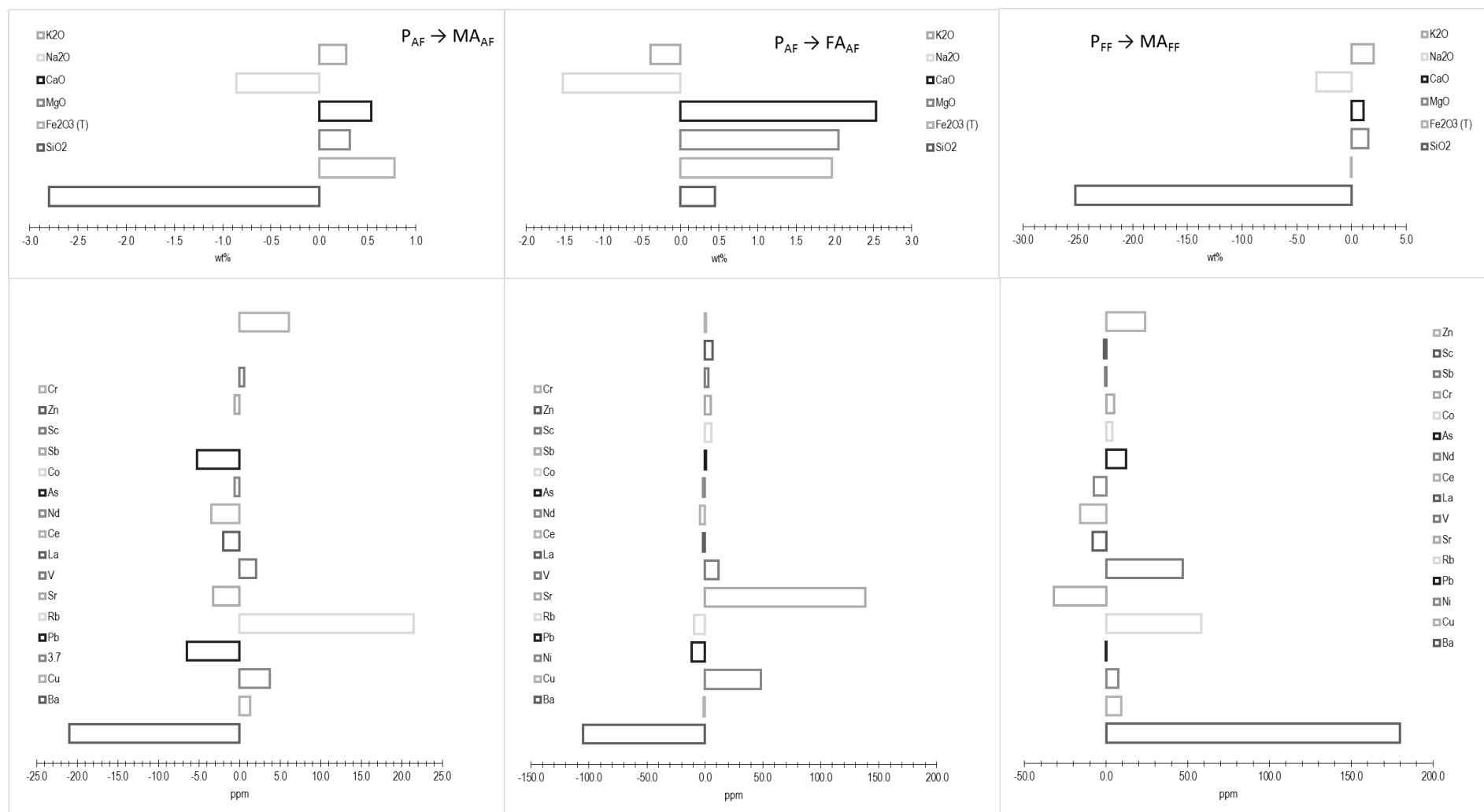
Os aspectos descritos até ao momento permitem inferir que uma parte significativa dos balanços de massa é explicada pela abundância relativa de filossilicatos (sericite e clorite), epidoto e carbonato secundários, esporadicamente fazendo-se acompanhar de sulfuretos, sem prejuízo da ocorrência localizada de outras fases acessórias neoformadas que possam incorporar alguns dos elementos menores tipicamente adicionados, nomeadamente, La, Ce, Nd, Cu, Zn, As, Co, Sb e Sc. É importante ressaltar que o incremento nestes elementos apenas é válido, contudo, para algumas amostras da região do Roxo e Figueirinha.

Embora não existam evidências categóricas para halos de alteração mineralizante, estes tipicamente marcados por ganhos consideráveis em Fe, mas não em Mg, representando locais preferenciais à ascensão de fluidos hidrotermais não diluídos (*i.e.* não misturados com a água do mar), são notáveis ganhos generalizados em Mg (não acompanhados por Fe) em escassos exemplares do Roxo, que poderão representar domínios rochosos laterais (de recarga) às zonas de maior actividade exalativa-hidrotermal. Por outro lado, são de salientar enriquecimentos, ainda que limitados, em Fe e Mg registados por alguns exemplares de Albernoa e Figueirinha, compatíveis com transformações mineralógicas estabelecidas em domínios subsuperficiais da crosta como resultado da mistura entre fluidos quentes, ascendentes e algo ácidos, com fluidos frios, quase neutros, de composição próxima da água do mar.

Por fim, afigura-se crítico referir que os balanços de massa calculados com base no “Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-imóvel” apresentam resultados mais plausíveis e consistentes com a restante informação mineralógica e geoquímica disponível comparativamente com o “Zr-imóvel”. A representação gráfica dos balanços de massa mais relevantes para os eixos de Ervidel-Roxo e Figueirinha-Albernoa estão representados nas **Figura VI-15 e Figura VI-16.**



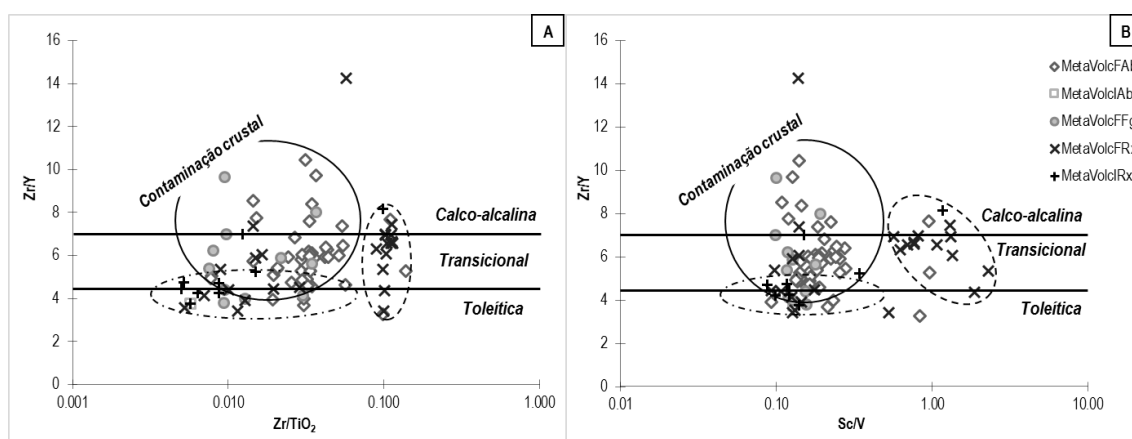
**Figura VI-15:** Principais ganhos e perdas (valores médios) para as amostras dos conjuntos RF e RI (Roxo), considerando o  $Al_2O_3$  como imóvel. Acrônimos de acordo com o estipulado na **Figura VI-2**.



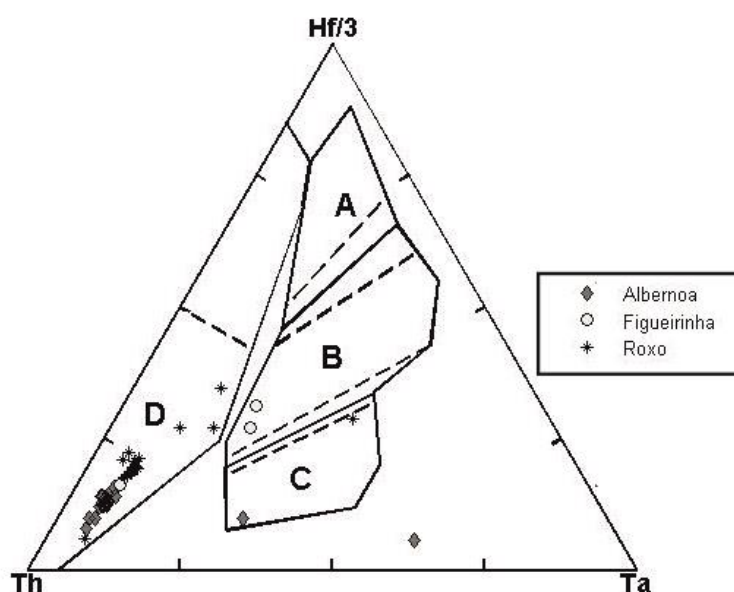
**Figura VI-16:** Principais ganhos e perdas (valores médios) para as amostras dos conjuntos AF (Albernoa) e FF (Figueirinha), considerando o Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> imóvel. Acrónimos de acordo com o estipulado na **Figura VI-2**.

## VI.2.6. Afinidades Magmáticas

O conjunto de informações coligidas até ao momento apontam diferentes fontes para as rochas vulcânicas que caracterizam os dois eixos vulcânicos; efectivamente, os dados indiciam a génese de magmas derivados da fusão parcial de materiais crustais continentais quartzo-feldspáticos para as rochas félsicas de natureza riolítica ( $\gamma_1$ ). Por outro lado, a correspondência que se verifica entre a maioria dos padrões de concentração normalizada em relação ao condrito C1 para os ETR sugere que a génese destes termos félsicos deverá envolver diferentes graus de fusão parcial não havendo condições para a promoção de mistura ou assimilação entre os magmas daqui resultantes. Relativamente às fácies de natureza riodacítica ( $\gamma_2$ ), estas aparentam desenvolver-se de forma independente das anteriores, não se relacionando com aquelas por processos de cristalização fraccionada. A projecção do  $Zr/TiO_2$  e  $Sc/V$  versus  $Zr/Y$  (**Figura VI-17**) mostra ser possível admitir que estas rochas possam ser o resultado de diferentes graus de contaminação crustal experimentados por magmas máficos gerados por fusão parcial do manto. Por outro lado, enriquecimentos em Th e empobrecimentos em Nb, ainda que pouco expressivos, nos padrões de concentração normalizada em relação ao manto primitivo sugerem também assimilação de crosta continental. A juntar a estas indicações está a projecção Th-Ta-Hf de Wood (1980) [**Figura VI-18**] que mostra que parte significativa dos exemplares amostrados caem no campo B, ao longo do vector definido por Pearce (1996) como correspondente à interacção do magma com a crosta continental (superior). Importa salientar que o conjunto de amostras utilizado na projecção de Wood (1980) e nos diagramas de classificação das rochas ígneas e de ambiente geotectónico subsequentes, não engloba as fácies que apresentam forte intensidade de alteração *s.l.*, tendo-se assim seleccionado apenas aquelas que apresentam intensidade de alteração fraca a moderada. Ainda assim, é notável alguns desvios que deverão traduzir efeitos imputáveis ao metassomatismo oceânico e/ou metamorfismo regional.



**Figura VI-17:** Discriminação de afinidades magmáticas para as rochas metavulcânicas dos eixos vulcânicos de Ervidel-Roxo e de Figueirinha-Albernoa com base nos valores da razão  $Zr/Y$  projectados contra as razões  $Zr/TiO_2$  e  $Sc/V$ . A separação de campos de afinidade toleítica, transicional e calco-alcálica de acordo com Barrett & MacLean (1994). Acrónimos seguem os mesmos critérios apresentados na **Figura VI-1**.



**Figura VI-18:** Diagrama de Wood (1980) com a classificação geotectónica das rochas metavulcânicas que compõem os eixos vulcânicos de Ervidel-Roxo. Os campos A, B, C e D correspondem, pela mesma ordem a: MORB-N, MORB-E e basaltos toleíticos de ambientes intra-placas, basaltos alcalinos de ambientes intra-placas e basaltos de arco vulcânico.

Adicionalmente, as sucessivas anomalias negativas em Ti poderão indicar que, a somar ao processo de contaminação crustal, ocorreu alguma percentagem de cristalização fraccionada.

Os diagramas de diferenciação de afinidades magmáticas apresentados na **Figura VI-17** fazem uso das razões Zr/Y desenvolvidas por Barrett & MacLean (1994). De acordo com estes autores, os magmas de afinidade toleítica apresentam razões  $Zr/Y \leq 4,5$ , ao passo que os magmas de afinidade transicional e calco-alcalina apresentam razões  $4,5 \leq Zr/Y \leq 7$  e  $Zr/Y > 7$ , respectivamente. As projecções Zr/TiO<sub>2</sub> e Sc/V versus Zr/Y permitem sintetizar as principais linhas de argumentação atrás explicitadas, revelando ser bastante plausível:

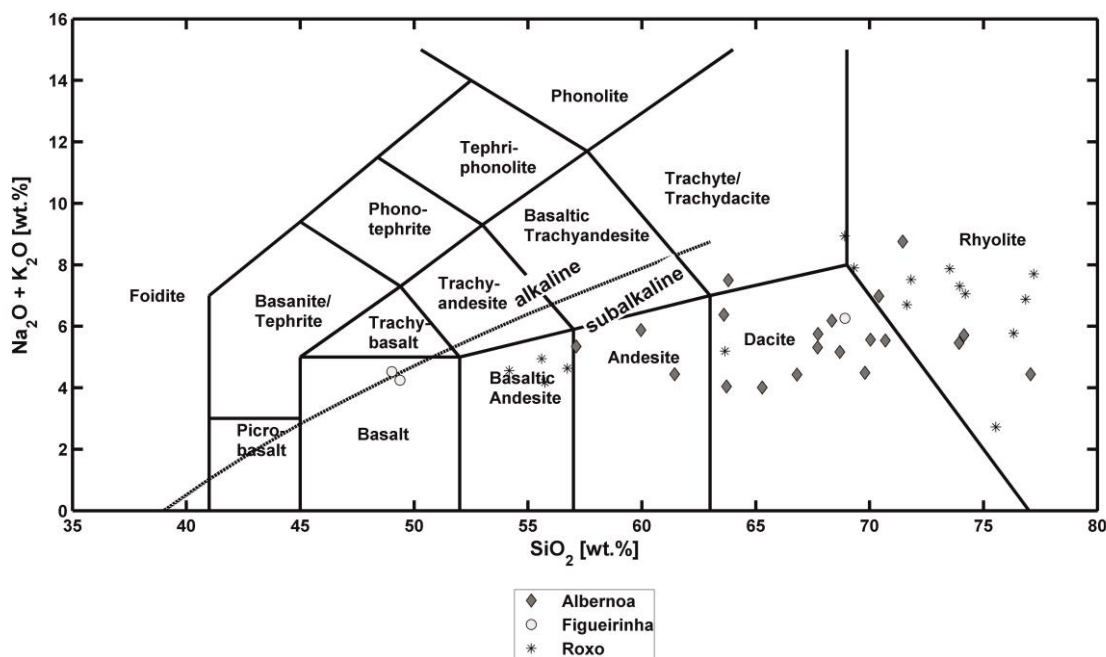
- (i) Inferir a existência de protólitos siliciosos de natureza riolítica para a região de Ervidel-Roxo;
- (ii) Deduzir a intervenção do processo de contaminação crustal de magnitude variável afectando magmas máficos, com valores da razão Zr/Y próximos dos que tipificam o valor limite dos sistemas transicionais, daqui resultando as composições riódacíticas que caracterizam as restantes séries amostradas, as quais se sobrepõem aos campos atribuídos a magmas com afinidade transicional e calco-alcalina;
- (iii) As fácies intermédias, em especial as que apresentam composições andesíticas, projectam-se, em regra, abaixo da linha que separa os campos toleítico e transicional e no campo toleítico, com razões Zr/TiO<sub>2</sub> e Sc/V tipicamente inferiores a 0,01 e 0,1, respectivamente.



### VI.2.7. Classificação composicional e geotectónica das rochas vulcânicas

Como foi previamente referido, o conjunto de amostras que integra o presente exercício foi seleccionado do lote total de amostras com base na intensidade de alteração que registam. Com efeito, os diagramas geoquímicos de índole composicional e geotectónica fazem uso, na maior parte dos casos de concentrações de elementos maiores das rochas, alguns dos quais (e.g. Na, K) apresentam relativa mobilidade nos processos de alteração *s.l.*, pelo que as amostras que registam forte intensidade de alteração devem ser colocadas de parte.

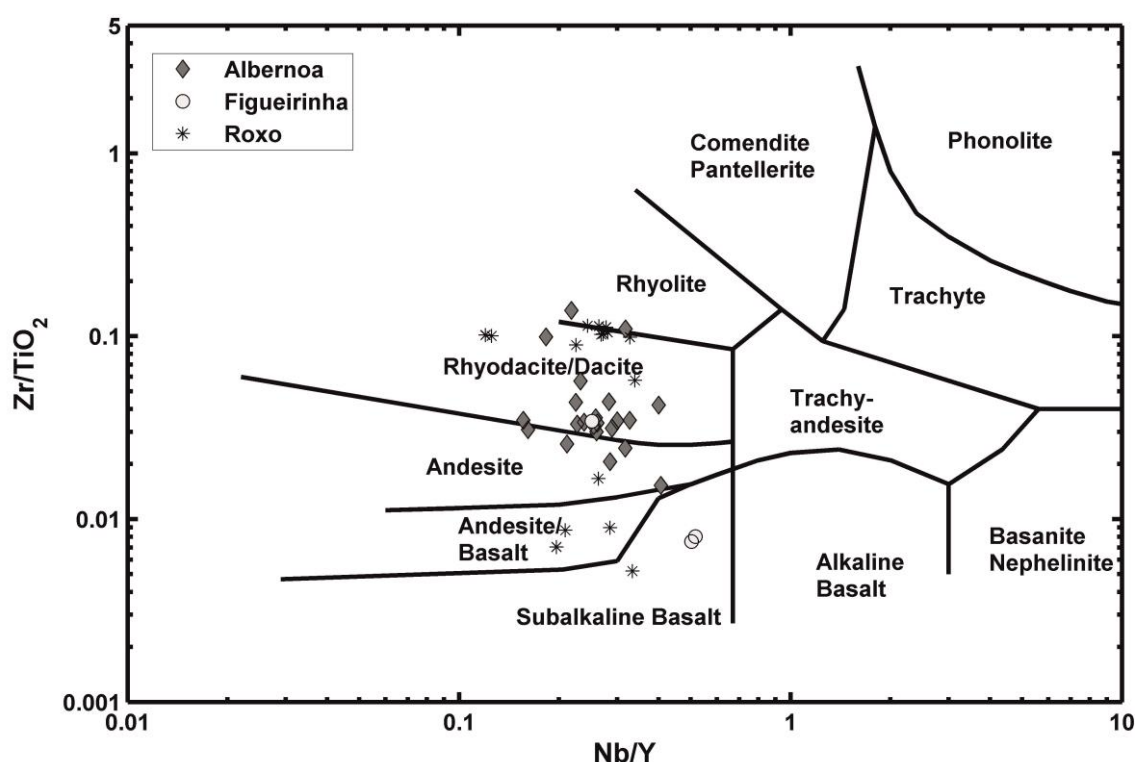
A projecção  $\text{SiO}_2$  versus  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  (**Figura VI-19**) mostra que parte substancial das amostras se distribuem entre o campo dos riólitos e o campo dos dacitos e sob o campo das rochas sub-alcálinas (calco-alcálinas), com excepção de uma amostra. De um modo geral e considerando as informações petrográficas e geoquímicas discutidas nos capítulos e secções anteriores, os exemplares colhidos na região do Roxo caem sobre o campo riolítico, ao passo que os exemplares de Figueirinha-Albernoa caem sobre o campo riodacítico-dacítico. As rochas intermédias da região do Roxo projectam-se sobre o campo basalto-andesito. É contudo crítico encarar este diagrama com muita cautela, pois faz uso de dois elementos com comportamento geoquímico tendencialmente móvel, como foi previamente referido.



**Figura VI-19:** Projecção das rochas félsicas e intermédias que compõem os eixos vulcânicos de Ervidel-Roxo e de Figueirinha-Albernoa, proposta por Irvine & Baragar (1971), LeBas et al. (1986).

Dada a mobilidade dos elementos utilizados no diagrama da **Figura VI-19** durante os processos metamórficos e sobretudo metassomáticos, afigura-se mais conveniente a utilização de diagramas

baseados na projecção de elementos imóveis. Para o efeito utilizou-se o diagrama Nb/Y vs. Zr/Ti [Winchester & Floyd (1977)]; este mostra que parte substancial das amostras do Roxo se posicionam sob a linha de transição riólitos-riodacitos/dacitos e os exemplares de Figueirinha-Albernoa projectam-se no campo dos riodacitos/dacitos, passando por vezes ao campo dos andesitos. As fácies intermédias posicionam-se, por sua vez, no campo andesito/basalto. Importa contudo salientar a ocorrência sistemática de três amostras, duas da Figueirinha e uma do Roxo, que se separam do conjunto riolítico-riodacítico/dacítico; estas poderão apresentar efeitos de alteração mais intensos comparativamente com as demais amostras.



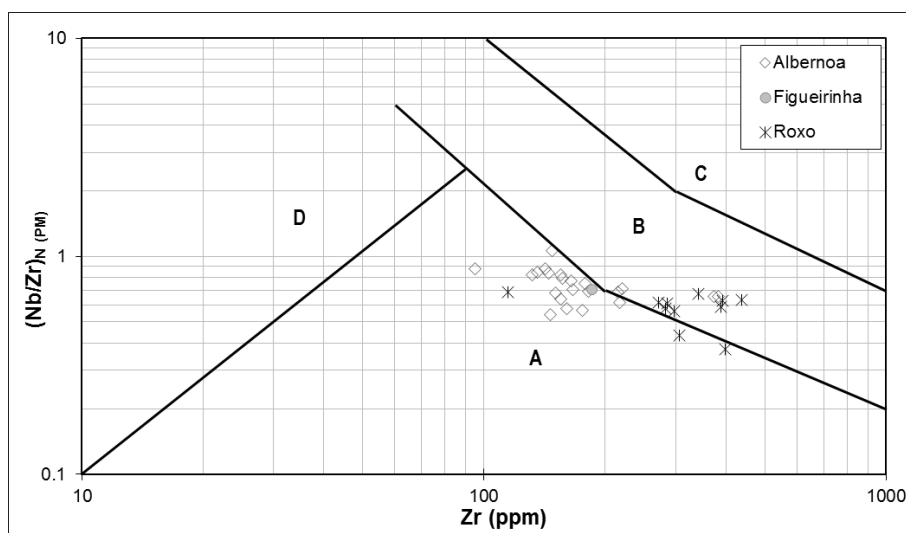
**Figura VI-20:** Projecção das rochas félsicas e intermédias que compõem os eixos vulcânicos de Ervidel-Roxo e de Figueirinha-Albernoa, proposta por Winchester & Floyd (1977).

Por fim, importa também tentar averiguar o comportamento das rochas félsicas face a possíveis contextos geotectónicos e a prováveis processos petrogenéticos intervenientes na sua origem. Neste âmbito recorreu-se ao diagrama de Zr vs.  $(Nb/Zr)_N$  proposto por Thiéblemont & Téguy (1994) e aplicado por Thiéblemont *et al.* (1994) na FPI. Este diagrama faz uso de valores normalizados para a razão Nb/Zr, relativamente aos valores médios para o manto primordial propostos por Hoffman (1988) [Zr=9.714 e Nb=0.6175], figurando apenas rochas siliciosas com  $SiO_2 \geq 55\%$ , com o intuito de proceder à sua discriminação geotectónica e eventualmente relação com modelos genéticos prováveis. A projecção deste diagrama está patente na **Figura VI-21** onde é possível, segundo aqueles autores, diferenciar quatro

campos, tendo em conta as características geoquímicas de rochas com génese extrusiva e intrusivas diferenciadas, que se passam a citar:

- (A) Zonas de subducção, nomeadamente arcos de ilhas e margens continentais (e bacias ante-arco), caracterizadas sempre por baixos conteúdos em Zr (<400 ppm) e, em regra, registando empobrecimentos na razão  $(Nb/Zr)_N$  (<1). Nestes ambientes o magmatismo félsico pode resultar da cristalização fraccionada a partir de um magma de composição máfica a intermédia;
- (B) Zonas de colisão continente-continente (magmatismo dito “pós-colisional”), considerando que as rochas calco-alcalinas a hiperalcalinas tendem a sobrepor o campo (A) [calco-alcalinas] e (C) [hiperalcalinas]. Neste ambiente o magmatismo poderá resultar de fusão parcial da crosta continental superior para o caso das rochas hiperaluminosas [Taylor & MacLennan, 1985 *in* Thiéblemont & Téguy (1994)] ou de um protólito “grauvacóide” para as rochas calco-alcalinas [(Tindle & Pearce (1983) *in* Thiéblemont & Téguy (1994)];
- (C) Províncias alcalinas continentais intra-placa a transicional e ilhas oceânicas, definidas por altos conteúdos em Zr e enriquecimentos na razão  $(Nb/Zr)_N$  (>1). Estes ambientes são caracterizados por modelos de cristalização fraccionada de magmas máficos transicionais a alcalinos;
- (D) Zonas de colisão continente-continente caracterizadas por rochas hiperaluminosas.

Importa salientar, contudo, que o diagrama Zr versus  $(Nb/Zr)_N$  apresenta algumas limitações, pois não permite a diferenciação entre magmatismo calco-alcalino a alcalino associado a zonas de colisão continente-continente; rochas instaladas em zonas de colisão arco-continente não podem ser discriminadas, projetando-se ao longo de todo o diagrama.



**Figura VI-21:** Projecção da rochas félsicas ( $SiO_2 \geq 55\%$ ) que compõem os eixos vulcânicos de Ervidel-Roxo e de Figueirinha-Albernoa no diagrama discriminante Zr vs.  $(Nb/Zr)_N$  proposto por Thiéblemont & Téguy (1994), com normalização relativamente ao manto primordial. Campos definidos de acordo com o explicitado no texto acima.

O diagrama (**Figura VI-21**) mostra que as amostras se projectam, grosso modo, ao longo de uma linha que sobrepõe os campos associados às zonas de subducção e domínios colisionais continente-continente com afinidade calco-alcalina, analogamente ao que Thiéblemont *et al.* (1994) descreve para a FPI. É de salientar que as rochas que compõem o eixo vulcânico de Ervidel-Roxo, de natureza riolítica, se concentram essencialmente no campo B, ao passo que as que tipificam o eixo vulcânico de Figueirinha-Albernoa se projectam fundamentalmente sob o campo A.

Em suma, é possível concluir que de um modo geral as rochas que compõem o eixo vulcânico de Ervidel-Roxo são essencialmente riolíticas a riodacíticas (félsicas) e andesíticas/basálticas (intermédias), ao passo que o eixo vulcânico de Figueirinha-Albernoa possui características riodacíticas-dacíticas, o que vai de encontro ao claro carácter bimodal do vulcanismo que já tinha sido posto em evidência ao longo das secções anteriores para o eixo vulcânico de Ervidel-Roxo. De modo geral todas as amostras exibem afinidades magmáticas transicionais a calco-alcalinas e formação em ambiente tectónico propício ao desenvolvimento de processos conducentes a fusão parcial da crosta continental e/ou a contaminação crustal de magmas basálticos. Neste âmbito, o trabalho levado a cabo por Thiéblemont *et al.* (1994), com base em dados geoquímicos e isotópicos, permite excluir uma fonte puramente mantélica para os magmas félsicos ou um reservatório crustal do tipo “crosta continental superior”, sendo mais plausível a participação de um reservatório pouco evoluído (composicionalmente análogo a sequências grauvacóides), tendo a anatexia crustal decorrido a baixa pressão.

---

---

## CAPÍTULO VII

---



## VII. DISCUSSÃO

Neste capítulo pretende-se interpretar de forma integrada os dados apresentados ao longo das secções anteriores, orientando a discussão no sentido de responder às grandes questões que orientaram o desenvolvimento do presente relatório de estágio:

- (i) Quais os critérios mineralógicos e geoquímicos que diferenciam as unidades constituintes das sequências vulcânicas constituintes dos eixos vulcânicos de Ervidel-Roxo e de Figueirinha-Albernoa?
- (ii) Quais as características comuns e quais as particularidades apresentadas por estas sequências, em especial no que diz respeito ao registo de processos de alteração hidrotermal potencialmente síncronos do desenvolvimento de sistemas geradores de sulfuretos maciços polimetálicos?
- (iii) Quais os aspectos químico-mineralógicos distintivos impostos pela deformação, metamorfismo e actividade hidrotermal pós-pico metamórfico?

### VII.1. Características gerais dos eixos vulcânicos de Ervidel-Roxo e de Figueirinha-Albernoa

Os eixos vulcânicos de Ervidel-Roxo e de Figueirinha-Albernoa formam um alinhamento WNW-ESE de CVS, portanto subparalelo às principais estruturas que caracterizam a FPI, separados por poucos quilómetros; neste sentido colocam-se as seguintes questões: os eixos vulcânicos em estudo são síncronos ou diacrónicos? Poderão corresponder a diferentes manifestações do mesmo episódio vulcânico ou correspondem a dois eventos estratigraficamente distintos? Representam um único eixo vulcânico cuja organização primária foi modificada durante a orogénese?

Os dados coligidos até ao momento mostram que as características cartográficas, petrográficas, mineralógicas e geoquímicas das rochas vulcânicas que compõem os eixos vulcânicos de Ervidel-Roxo e de Figueirinha-Albernoa são distintas. Com efeito, o cruzamento dos diferentes dados (geológicos e geoquímicos) mostra que o eixo vulcânico de Ervidel-Roxo é descrito por vulcanismo bimodal em sentido estrito, evidenciado pela presença de fácies félsicas, predominantemente meta-riólitos ( $\gamma_1$ ), localmente meta-ridodacitos e meta-dacitos ( $\gamma_2$ ) e de fácies intermédias ( $\lambda$ ), menos abundantes que as félsicas (ainda que com expressão cartográfica) com características petrográficas e químicas (multi-elementares) compatíveis com os andesitos. Importa aqui fazer uma breve nota ao facto da designação andesito não estar isenta de ambiguidade, pois embora as fácies intermédias possuam características mineralógicas primárias [e.g. relíquias de piroxenas ( $\pm$  anfíbolos), relíquias de plagioclase, conteúdo reduzido em quartzo primário] e litogeoquímicas compatíveis com indicadores de magmas andesíticos, certo é que a génese

destes últimos não se afigura consistente com o ambiente geodinâmico em que a FPI se desenvolveu. Por esta razão, estas composições têm sido designadas ao longo do presente trabalho como “andesitos” ou simplesmente fácies/rochas intermédias.

O eixo vulcânico de Figueirinha-Albernoa apresenta uma mancha extensa de rochas félsicas de natureza riodacítica, tipicamente afectadas por processos de brechificação *in situ*, e uma fraca representação de termos intermédios ou máficos. Ainda assim, em ambos os eixos vulcânicos as escoadas lávicas predominam largamente sob os termos vulcanoclásticos e, por força de razão, sobre os ocasionais indícios de fácies subvulcânicas.

Em termos gerais, as lavas félsicas são compostas por conteúdos apreciáveis de fenocristais de feldspato *s.l.* e de quartzo dispostos numa matriz fina micro a criptocrystalina quartzo-feldspática. O quartzo apresenta características que apontam para um forte desequilíbrio (*e.g.* bordos e golfos de corrosão) com a matriz aquando da sua formação, criando micro-descontinuidades que subsequentemente favorecem a progressão dos processos de alteração. Os fenocristais de feldspato *s.l.* ocorrem sob formas euédricas a subédricas, formando por vezes agregados e possuem graus de modificação/hidrólise variáveis. A mineralogia acessória (e vestigial) destas litologias compreende zircão, apatite, esfena, monazite, xenótimo, sulfuretos (pirite, calcopirite, pirrotite e esfalerite) e óxidos (magnetite, hematite, goethite, ilmenite, rútilo e pseudobrookite). De forma equivalente, as rochas intermédias são compostas essencialmente por relíquias de piroxena (augite), em regra com texturas de substituição por diópsido, albite ( $\pm$  oligoclase) e quartzo primário subordinado. As fases acessórias encontram-se representadas por esfena, rútilo, ilmenite e ilmenite com Mn, magnetite, pseudobrookite, hematite, bem como, calcopirite, pirite e esfalerite.

A totalidade das amostras examinadas apresenta indícios de uma alteração generalizada que precede o culminar do evento metamórfico Varisco. Nas rochas félsicas riolíticas e, em certa medida nas riodacíticas, esta alteração é marcada pela deposição de moscovite/sericite, localmente acompanhada por clorite, o que deverá depender de gradientes químicos locais. As moscovites analisadas mostram forte desvio no sentido da composição que caracteriza o termo fengite (e ferri-fengite) o que é típico de micas potássicas geradas em ambiente metamórfico. Com efeito, os dados de geotermometria obtidos em micas e clorites matriciais ante-deformação mostram que as primeiras foram geradas sob condições de temperatura inferior a 400 °C e as segundas, considerando os resultados do modelo proposto por Inoue *et al.* (2009) como valores máximos e os do modelo de Jowett (1991) como valores mínimos, entre *ca.* 300 – 360°C, mostrando forte convergência entre si e compatibilidade com as condições de recristalização metamórfica regional deduzidas por outros autores (*e.g.* Munhá, 1983; 1990). No mesmo sentido, as clorites analisadas ao longo de veios precoces e em descontinuidades estruturais, não se afastam grandemente desta tendência ( $375 \pm 50^\circ\text{C}$ ). Nas rochas riodacíticas e dacíticas, particularmente abundantes na região de Albernoa, o epídoto e a clorite dominam no conjunto dos produtos resultantes dos processos de alteração, sendo



acompanhados por quantidades acessórias de mica branca. Por sua vez, nas rochas intermédias, a alteração é marcada por forte alteração (nomeadamente saussuritização) das fases minerais primárias, sendo extremamente difícil precisar se tal processo se relaciona apenas com o metassomatismo oceânico (*i.e.*, interação das rochas com a água do mar sob baixas razões fluido/rocha) e/ou com o evento metamórfico, dado o carácter tendencialmente isótropo destas rochas e a resistência ao desenvolvimento de foliação (o que impede o desenvolvimento de marcadores úteis ao estabelecimento de cronologias relativas para a deposição mineral). Em certa medida, o último processo deverá reforçar o primeiro, pois ambos concorrem para a substituição das fases primárias por albite ( $\pm$  oligoclase), clorite, calcite, epidoto e actinolite, sendo o conjunto de amostras observadas tipificado por esta associação mineral. Em alguns casos é possível observar critérios de deformação nas fases minerais de alteração, sobretudo, ao nível dos grãos de calcite, todavia, nas restantes fases minerais a sua identificação é ambígua. Ainda assim, a integração dos dados obtidos mostra clara convergência no sentido de suportar a tese de que o CVS das regiões em estudo (tal como as rochas adjacentes) foram sujeitas a recristalização metamórfica sob condições de temperatura entre  $\approx 350 - 450^\circ\text{C}$ , *i.e.* na fácies dos xistos verdes, tal como descrito na literatura (*e.g.* Munhá, 1983; 1990). A este propósito note-se que a presença de actinolite (com pequeno desvio composicional no sentido da hornblenda) a substituir augite, em muitos casos denunciando estádios precoces de retrogradação (Capítulo IV, **Figura IV-7**, A e B), combinada com a ocorrência de oligoclase em algumas amostras de meta-“andesitos” e meta-riodacitos e de granadas manganesíferas em minérios de Mn, conforme reportado em Mateus *et al.* (2015), aponta para condições de temperatura na transição da *zona da clorite* para a *zona da biotite* (fácies dos xistos verdes alta); Rosa *et al.* (2004) e Rosa (2007) admitem ainda a presença de biotite (parcialmente substituída ou não) na região de Albernoa, o que vai ao encontro da interpretação apresentada. Em síntese, a associação mineral que traduz recristalização metamórfica das rochas félsicas na fácies dos xistos verdes inclui moscovite + albite + quartzo  $\pm$  clorite  $\pm$  esfena  $\pm$  epidoto  $\pm$  calcite (metariólitos) ou epidoto + albite + clorite + esfena  $\pm$  quartzo  $\pm$  moscovite  $\pm$  calcite  $\pm$  oligoclase ( $\pm$  biotite) (metariodacitos), enquanto nas rochas de natureza intermédia é caracterizada por clorite + epidoto + actinolite + albite + esfena  $\pm$  oligoclase.

As diferentes fácies examinadas preservam também efeitos atribuíveis a um evento hidrotermal tardio (*i.e.* pós-pico metamórfico) que se traduz pela formação de agregados grosseiros e não orientados de moscovite (em domínios matriciais associados, ou não, à hidrólise ou ao reforço da hidrólise dos fenocristais de albite, nos termos mais félsicos] e clorite [não só na matriz (termos mais intermédios), como também ao longo de discontinuidades estruturais diversas (fracturas, veios, amígdalas, *etc.*)]. Os resultados obtidos com base na amplitude de variação composicional obtida para estas gerações tardias de clorite e micas potássicas dioctaédricas são coerentes entre si e indicam temperaturas de formação acima de  $400^\circ\text{C}$ . Deste modo, a actividade hidrotermal pós-pico metamórfico suportada por gradientes de temperatura inicialmente elevados ( $450 \pm 50^\circ\text{C}$ ), denuncia o estabelecimento de condições propícias à manutenção de regimes

térmicos elevados na crosta superior durante um intervalo de tempo ainda desconhecido, mas suficientemente elevado para permitir o desenvolvimento de abundantes sinais de alteração/mineralização epigenética, usualmente na dependência de numerosas zonas de falha tardias em toda a Zona Sul Portuguesa (e.g. Minas de Juliana e Barrigão). As condições adequadas à sustentação do ravigescimento da actividade hidrotermal pós-pico metamórfico em tão larga extensão têm de ser imputadas a um mecanismo de natureza regional, por certo condicionante da evolução tardia da cintura orogénica Varisca (sucendendo, por isso, à colisão continental obíqua); e este deverá muito possivelmente relacionar-se com o ressalto isostático desencadeado pelo “*slab breakoff*” ( $340 \pm 5$  Ma, conforme inferido para o bordo sul da Zona de Ossa Morena com base em numerosas datações radiométricas – Jesus *et al.*, 2007; Jesus, 2011), talvez revigorado posteriormente ( $\approx 300$  Ma) como resultado da remoção/erosão da *thermal layer boundary* nos domínios de raiz da cadeia orogénica (e.g. Mateus, 2001; Mateus & Noronha, 2001; Marques *et al.*, 2002).

As características mineralógicas sumariamente descritas nos parágrafos anteriores são totalmente conciliáveis com as assinaturas multi-elementares obtidas para rocha total. Com efeito, a utilização dos índices de alteração IA e CCPI revela: (i) a existência de desvios acentuados de um número razoável de amostras dos dois eixos vulcânicos no sentido do campo composicional dominando pela associação mineral clorite  $\pm$  sericite + pirite; (ii) dispersões composicionais compatíveis com a formação de carbonato e sericite que, nas rochas intermédias, tendem a ser substituídas por clorite  $\pm$  carbonato; e (iii) o carácter complementar das modificações impostas pelos processos diagenéticos no sentido do campo de estabilidade da albite  $\pm$  clorite  $\pm$  epidoto.

O cruzamento deste conjunto de dados com as tendências multi-elementares colocadas em evidência pelos balanços de massa realizados para rochas félsicas e intermédias da região do Roxo e rochas félsicas da região da Figueirinha e de Albernoa, espelha uma vez mais o desenvolvimento heterogéneo de processos de alteração análogos para os dois eixos vulcânicos, ainda que mais intensos na região do Roxo. Na generalidade dos casos, os balanços de massa estabelecidos durante a alteração conduzem a balanços líquidos negativos, ou seja, o total de massa lixiviado raramente é balanceado, mesmo na presença de ganhos evidentes em elementos menores e traço que tipicamente se associam a processos exalativo-hidrotermais. Importa contudo referir que os exemplares de Figueirinha-Albernoa com maiores indícios de alteração exibem incrementos mássicos que transcrevem a neoformação de fases minerais responsáveis pela selagem da permeabilidade secundária gerada no decurso dos fenómenos de autobrechificação das escoadas lávicas, bem como da porosidade primária que caracteriza os termos vulcanoclásticos. Estes aspectos permitem inferir que parte significativa dos balanços de massa é explicada pela abundância relativa de filossilicatos (sericite e clorite), epidoto e carbonatos secundários, fazendo-se acompanhar esporadicamente por sulfuretos, sem prejuízo da ocorrência localizada de outras fases acessórias

neoformadas que possam incorporar alguns dos elementos menores usualmente adicionados (e.g. ETRL, Cu, Zn, As, Co, Sb e Sc); note-se, uma vez mais, que estas adições apenas são significativas para algumas das amostras de Figueirinha e Roxo.

É ainda importante notar que não existem evidências explícitas para halos de alteração mineralizante, estes tipicamente marcados por ganhos consideráveis em Fe, mas não em Mg, representando locais preferenciais à ascensão de fluidos hidrotermais não diluídos (*i.e.* não misturados com a água do mar). Contudo, em escassos exemplares colhidos na área do Roxo, os ganhos generalizados em Mg (não acompanhados por Fe) são notáveis, podendo representar domínios rochosos laterais (de recarga) às zonas de maior actividade exalativa-hidrotermal. Adicionalmente, registam-se enriquecimentos algo limitados em Fe e Mg para alguns exemplares do eixo Figueirinha-Albernoa, compatíveis com transformações mineralógicas estabelecidas em domínios subsuperficiais da crosta como resultado da mistura entre fluidos quentes, ascendentes e algo ácidos, com fluidos frios, quase neutros, de composição próxima da água do mar.

As informações obtidas com base nas concentrações de elementos imóveis denotam, conforme documentado na subsecção VI.2.4 e VI.2.6, uma acentuada diferença entre os dois eixos vulcânicos, sobretudo no que respeita à génese dos magmas que deram origem às várias fácies que compõem as sucessões do CVS observadas em ambos os casos. As rochas siliciosas, predominantemente riolíticas (a riodacíticas) ( $\gamma_1$ ), em especial as que compõem as sucessões presentes na área do Roxo, relacionam-se com magmas resultantes de diferentes graus de fusão parcial de materiais quartzo-feldspáticos crustais (continentais), induzidos pela ascensão e instalação de múltiplas pulsações de líquidos silicatados basálticos em diferentes níveis crustais. Note-se que estas rochas não têm qualquer relação com os processos de cristalização fraccionada de magmas menos diferenciados. Em contrapartida, os termos riodacíticos que compõem as sucessões observadas na área de Albernoa ( $\gamma_2$ ), assim como os termos intermédios ( $\lambda$ ), devem a sua génese à contaminação crustal de magnitude variável de magmas basálticos. Com efeito, o CVS das áreas em estudo exhibe afinidades magmáticas transicionais calco-alcalinas, desenvolvidas em ambiente geotectónico propício ao desenvolvimento de processos capazes de conduzir à fusão parcial da crosta continental e/ou contaminação crustal de magmas basálticos. Efectivamente, o vulcanismo na FPI desenvolve-se nos domínios de adelgaçamento crustal em margem continental, precedendo em escassos Ma a inversão tectónica da bacia, que assinala o início da colisão continental oblíqua, o que permite explicar por que razão foi possível desencadear fusão mantélica capaz de alimentar a produção de grandes volumes de magmas basálticos em curto intervalo de tempo e, simultaneamente, manter um regime térmico elevado em toda a crosta durante algumas dezenas de milhões de anos.

A discussão que tem vindo a ser exposta, fundamentada em diferentes linhas de evidência geoquímica, é compatível com as inferências possibilitadas pelo cálculo da temperatura de saturação dos magmas em zircão. Os estudos experimentais levados a cabo por numerosos autores (e.g. Watson & Harrison, 1983; Tole, 1985; Ayers & Watson, 1991; Boehnke *et al.*, 2013) mostram que o zircão, quando cristalino, tem

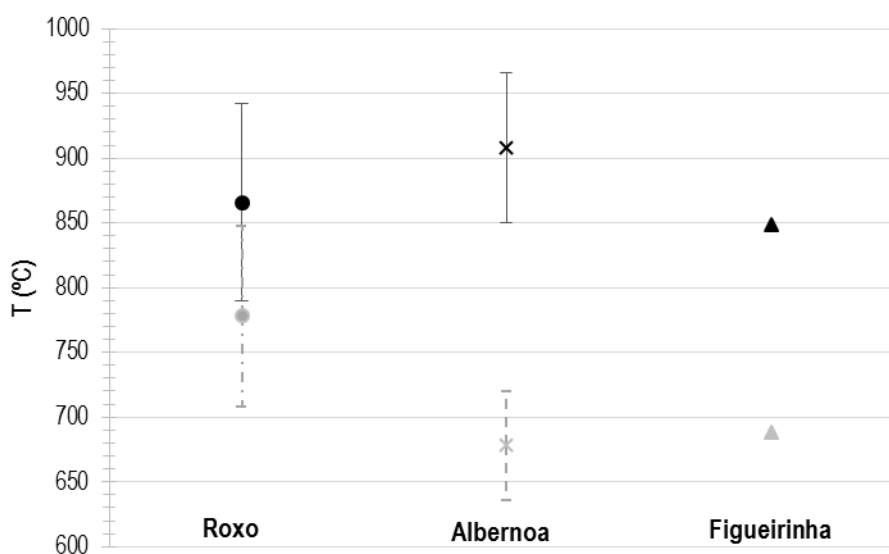
reduzida solubilidade em líquidos magmáticos e fluidos crustais. Os dados obtidos revelam ainda ser possível constranger a temperatura à qual o zircão cristaliza, assim como a quantidade requerida para saturar o magma e formar novos zircões, contribuindo de forma considerável para o entendimento da natureza (propriedades físicas e composição química) do zircão herdado em sistemas graníticos e do zircão que se dissolve em *melts* félsicos subsaturados. Assim, o cálculo da temperatura de saturação do zircão ( $T_{Zrn}$ ) com base em composições de rocha total representa uma estimativa mínima ou máxima da temperatura do *melt*, caso ele esteja sub- ou sobressaturado em zircão, respectivamente. Com efeito,  $T_{Zrn}$  deverá representar a temperatura a que se deu a segregação do líquido magmático, fornecendo ainda uma estimativa mínima da temperatura de instalação do magma.

Usando a base de dados total das rochas vulcânicas que compõem as regiões de Ervidel-Roxo e Figueirinha-Albernoa (*i.e.* 91 análises) e de forma a proceder a um cruzamento e validação dos dados previamente expostos seleccionaram-se as análises mais indicadas para cálculos de geotermometria baseados na solubilidade de fases minerais acessórias. Deste modo eliminaram-se do presente cálculo as análises de rocha total efectuadas em amostras com evidências de alteração forte e  $SiO_2 < 60wt\%$ , bem como os termos da natureza “andesítica”, pelo que toda a avaliação subsequente passou a recair sobre 37 análises. Subsequentemente, a abordagem realizada examinou a amplitude de variação do parâmetro M ( $= \frac{Na+K+2Ca}{Al \cdot Si}$ ), verificando se este se espraia pelo leque de valores compatíveis com os resultados experimentais sobre os modelos de saturação do zircão em líquidos silicatados (*e.g.* Watson e Harrison, 1983; Boehnke *et al.*, 2013). Neste sentido, todas as análises conducentes a  $M > 1,9$  foram descartadas dos cálculos geotermométricos subsequentes, dado que (i) o conteúdo em zircónio apresentado pelas rochas não pode ser tomado como equivalente ao do líquido magmático; ou (ii) as rochas representadas pelas referidas análises foram sujeitas a processos secundários (metassomatismo e/ou alteração hidrotermal) que modificaram de forma considerável as concentrações dos elementos considerados para o cálculo do parâmetro M, em particular o Na, K, Ca e Si, já que o alumínio apresenta comportamento tendencialmente imóvel como se demonstrou na subsecção VI.2.5. Em condições de alteração hidrotermal extrema, a lixiviação dos elementos alcalinos e alcalino-terrosos e o incremento do conteúdo em sílica típica de domínios de descarga focalizada de fluidos mineralizantes, o parâmetro M reduz-se para valores abaixo da unidade, pelo que é também aconselhável a eliminação deste conjunto de análises. Deste modo, os cálculos de  $T_{Zrn}$  foram efectuados com base em 21 análises de geoquímica de rocha total.

Recorrendo ao modelo de solubilidade proposto por Boehnke *et al.* (2013), que permitiu demonstrar a robustez do parâmetro M como indicador adequado para a dissolução do zircão, a temperatura estimada com base na solubilidade do zircão vem:

$$T_{Zrn} (^{\circ}C) = \left[ \frac{10108}{0,32 + 1,48M + \ln \left( \frac{497646}{Zr_{melt}} \right)} \right] - 273$$

Os dados obtidos mostram que  $T_{Zrn}$  se circunscreve ao intervalo compreendido entre 606 – 843°C, estando os valores de temperatura mais elevados ( $> 800^{\circ}\text{C}$ ) confinados a rochas do eixo Ervidel-Roxo. Por sua vez, as rochas vulcânicas de Albernoa apresentam temperaturas de saturação do zircão com amplitudes de variação entre 632 – 770°C. De acordo com Miller *et al.* (2003), líquidos magmáticos siliciosos com pouca ou nenhuma componente herdada são denunciados por  $T_{Zrn} > 800^{\circ}\text{C}$ , enquanto os que apresentam enriquecimentos em zircão herdado, estando portanto sobressaturados em zircão na origem, apresentam  $T_{Zrn} < 775 - 800^{\circ}\text{C}$ . No primeiro caso  $T_{Zrn}$  corresponde à estimativa mínima da temperatura do magma antes do percurso de cristalização, possivelmente precedendo a sua instalação, o que é compatível com a subsaturação de zircão na fonte; ou seja,  $T_{Zrn}$  indicará a temperatura mínima inicial do líquido magmático na fonte. No segundo caso, havendo evidência para abundantes zircões herdados e, portanto, saturação na fonte,  $T_{Zrn}$  afigura-se um bom indicador da temperatura máxima atingida pelo líquido magmático na região fonte. Resta ainda sublinhar que tais inferências são consistentes com as indicações dadas pelos geotermómetros minerais *TitaniZ* (Ti em zircão) e *ZirconiS* (Zr em esfena), que traduzem: (i) carácter herdado prevalecente dos zircões em rochas vulcânicas de Albernoa (valores medianos em torno de  $921^{\circ}\text{C}$ ), em oposição à cristalização após extracção do *melt* no caso de parte substancial dos zircões analisados nas rochas vulcânicas de Ervidel-Roxo (valor mediano em torno de  $868^{\circ}\text{C}$ ); e (ii) um período relativamente amplo para a formação de esfena, nomeadamente nas rochas vulcânicas de Ervidel-Roxo, iniciando-se após a cristalização do zircão e permanecendo até temperaturas relativamente baixas ( $584^{\circ}\text{C}$ ). Este último geotermómetro permite ainda definir linhas evolutivas distintas para a formação de esfena em fácies fortemente alteradas e fácies com alteração fraca (Secção V.1.8; **Figura V-28**). Por outro lado, verifica-se que para a região de Figueirinha-Albernoa, a formação da esfena cessa em torno de  $\approx 700^{\circ}\text{C}$



**Figura VII-1:** Valores médios (e respectivos desvios padrão) dos resultados obtidos com base no geotermómetro *TitaniZ* em zircões constituintes das rochas vulcânicas fêlsicas amostradas nos eixos vulcânicos de Ervidel-Roxo e de Figueirinha-Albernoa (simbologia a preto) e comparação com as correspondentes medidas do  $T_{Zrn}$  (simbologia a cinzento).

Neste sentido, verifica-se que as rochas ricas em zircão herdado foram geradas em condições de temperatura consideravelmente mais baixas que os líquidos magmáticos de onde as rochas empobrecidas naquela fase derivam, pelo que os mecanismos envolvidos na produção de ambos os tipos de magma terão necessariamente de ser distintos. Assim, considerando líquidos magmáticos com  $T_{Zrn} > 800^{\circ}\text{C}$ , pobres em zircão herdado, verifica-se que há consistência com os modelos de génese de magmas félsicos; isto é, fusão crustal por desidratação ou fraccionação de líquidos mantélicos variavelmente afectados por contaminação crustal ulterior e sua subsequente ascensão em “*crystal-poor state*” (Miller *et al.*, 2003). Este tipo de líquidos silicatados são pobres em  $\text{H}_2\text{O}$  e outros componentes voláteis e manifestam forte tendência para alimentar centros vulcânicos, em regra associados a ambientes extensionais ou transtensionais e, se produzido na crosta, requer persistência de fluxo de calor elevado. Por sua vez, a formação de líquidos magmáticos cujas temperaturas são tendencialmente mais baixas que  $775 - 800^{\circ}\text{C}$  exige o envolvimento de fluxos de fluido em domínios da crosta não sujeitos especialmente a temperaturas elevadas (Miller *et al.*, 2003); a fusão induzida pela instalação basi-crustal de magmas máficos pode coexistir, reforçando a produção dos líquidos magmáticos, ainda que a mesma não seja obrigatória. Estes líquidos magmáticos apresentam maior hidratação e características físicas (maior viscosidade) que limitam bastante a sua ascensão, pelo que se relacionam geralmente com ambientes compressivos ou transpressivos favorecidos pela progressão de processos conducentes a sobre-espessamento crustal. Convém contudo fazer uso destas inter-relações com muita cautela, uma vez que o vulcanismo na FPI é condicionado pela evolução de uma margem continental adelgada em regime localmente transtensivo (embora transpressivo à escala regional) e relacionando-se muito possivelmente com o aumento da intumescência térmica mantélica, devido ao bloqueamento da subducção como consequência do processo que acaba por conduzir ao “*slab break-off*” (Jesus *et al.*, 2007), favorecendo assim a criação de condições para a ascensão de magmas basálticos responsáveis pela instalação de câmaras magmáticas em níveis crustais intermédios que vão alimentar o referido vulcanismo.

Em síntese e, procurando responder às questões colocadas no início da presente secção verifica-se que os dois eixos vulcânicos em estudo são claramente independentes, sendo o eixo vulcânico de Ervidel-Roxo marcado por vulcanismo bimodal (fácies predominantemente riolíticas e fácies intermédias) e o eixo vulcânico Figueirinha-Albernoa marcado por vulcanismo félsico de natureza riodacítica. Contudo, reside ainda a dúvida se estes são contemporâneos ou não; as observações de campo efectuadas recentemente (Mateus *et al.*, 2014, 2015) não foram conclusivas quanto à existência de movimentações relativas de forma a alinhar de forma fortuita os dois eixos vulcânicos. Ainda assim, a probabilidade de dois centros vulcânicos com características tão distintas serem considerados como síncronos é relativamente baixa.

## **VII.2. Estudo Comparativo a nível Regional e implicações na prospecção de sulfuretos maciços polimetálicos**

A Faixa Piritosa Ibérica corresponde a uma província metalogenética extensa, com uma longa evolução geológica, em particular no que diz respeito aos processos que concorrem para a alteração das rochas à escala regional (metassomatismo oceânico e metamorfismo regional) e a nível local (alteração hidrotermal, mineralizante ou não). Como tal, importa proceder à realização de exercícios de comparação para os métodos previamente aplicados aos eixos vulcânicos de Ervidel-Roxo e de Figueirinha-Albernoa, com o intuito de estabelecer analogias entre os vários sectores de CVS da FPI, quer estes hospedem mineralizações de sulfuretos maciços ou não, proporcionando a caracterização das condições propícias à sustentação da actividade exalativa-hidrotermal subjacente ao desenvolvimento daqueles sistemas geradores de depósitos minerais.

O estudo comparativo realizado recorreu a uma base de dados regional composta por 1068 análises (789 no sector Português e 279 no sector espanhol) de rochas vulcânicas félsicas, intermédias e máficas distribuídas por diversos sectores da FPI, incluindo:

- 52 análises da área da Serra Branca (Rosa *et al.*, 2006);
- 86 análises da área de Albernoa ("Projecto Albernoa"; Rosa *et al.*, 2004);
- 38 análises da região de Ervidel-Roxo ("Projecto Albernoa");
- 11 análises da área da Figueirinha ("Projecto Albernoa");
- 189 análises da área de Aljustrel ("Projecto Albernoa"; Barrett *et al.*, 2008; Relvas *et al.*, 1991; Barriga, 1983);
- 56 análises da região da Lagoa Salgada (Oliveira *et al.*, 2011; Bernardino, 1993);
- 127 análises de Neves Corvo (Rosa *et al.*, 2007; Relvas *et al.*, 2000);
- 15 análises da região do Cercal (Munhá *et al.*, 1980);
- 13 análises da área do Lousal (Fernandes, 2011);
- 4 análises da mina do Cerro da Cela (Gaspar, ?);
- 198 análises com valor regional para o sector português (Munhá, 1981; Munhá, 1983; Munhá & Kerrich, 1980; Leistel *et al.*, 1994) e 116 para o sector espanhol da FPI (Munhá, 1983; Thiéblemont *et al.*, 1994; Leistel *et al.*, 1994; Mitjavila *et al.*, 1997; Tornos & Spiro, 1999; Sánchez-España, 2000);
- 95 análises da região de Rio Tinto (Ribeiro da Costa, 1996; Sánchez-España, 2000; Boulter *et al.*, 2004; Valenzuela *et al.*, 2011);
- 4 análises da área de Concepción (Sánchez-España, 2000);
- 3 análises da área de Cueva de la Mora (Sánchez-España, 2000);
- 7 análises da região de Aguas Teñidas Este (Sánchez-España, 2000);

- 5 análises de San Miguel (Sánchez-España, 2000);
- 34 análises da área de Aznalcóllar (Thiéblemont *et al.*, 1998; Almodóvar *et al.*, 1998; Donaire *et al.*, 2002);
- 4 análises de Paymogo (Donaire *et al.*, 2002); e por último
- 10 análises da região de Valverde (Ruiz *et al.*, 2008).

A aplicação dos índices de alteração  $AI$  e CCPI (**Figura VII-2**), complementados pelos índices de alteração/mineralização  $AI_{maiores}$   $\left( = \frac{Fe_2O_3 + MgO + MnO}{Fe_2O_3 + MgO + MnO + K_2O + Na_2O} \right)$  e  $AI_{traço}$   $\left( = \frac{Zn + Cu + As + Sn}{Zn + Cu + As + Sn + Rb + Ba} \right)$  (**Figura VII-3**) (Häussinger *et al.*, 1993) ao banco de dados regional que caracteriza o sector português da FPI ilustra a existência de forte variabilidade composicional no que diz respeito à intensidade dos efeitos atribuíveis ao metassomatismo oceânico e alteração hidrotermal, seguida da recristalização metamórfica de baixo grau. Neste contexto verifica-se que (i): as áreas mineiras de Neves Corvo e Aljustrel exibem importantes desvios no sentido do campo composicional dominando pela associação mineral clorite  $\pm$  sericite + pirite, típica de domínios de descarga hidrotermal focalizada e relacionada com “centros produtivos” (**Figura VII-2**, C e E), tendência esta que é seguida por alguns exemplares da Serra Branca, Roxo, Lagoa Salgada e Lousal (**Figura VII-2**, B, C, D e G); (ii) todas as áreas apresentam desvios composicionais que reflectem modificações impostas pelos processos diagenéticos no sentido do campo de estabilidade da albite  $\pm$  clorite  $\pm$  epidoto; (iii) os processos de carbonatação são especialmente intensos no caso de Neves Corvo e pouco expressivos nas demais regiões; (iv) a feldspatização é efectiva para um pequeno conjunto de amostras de Albarnea, Serra Branca, Cercal e para o agrupamento representativo do contexto “regional”; e, por último, (v) as dispersões composicionais compatíveis com a formação de carbonato e sericite tendem a ser substituídas por clorite  $\pm$  carbonato nas rochas intermédias e máficas, por certo denunciando efeitos de gradientes químicos locais. Note-se que as análises do agrupamento “regional” incluem um conjunto razoável de amostras representativas de fácies máficas, ricas em fases ferro-magnesianas, cuja alteração conduz à neoformação de clorite e carbonatos.

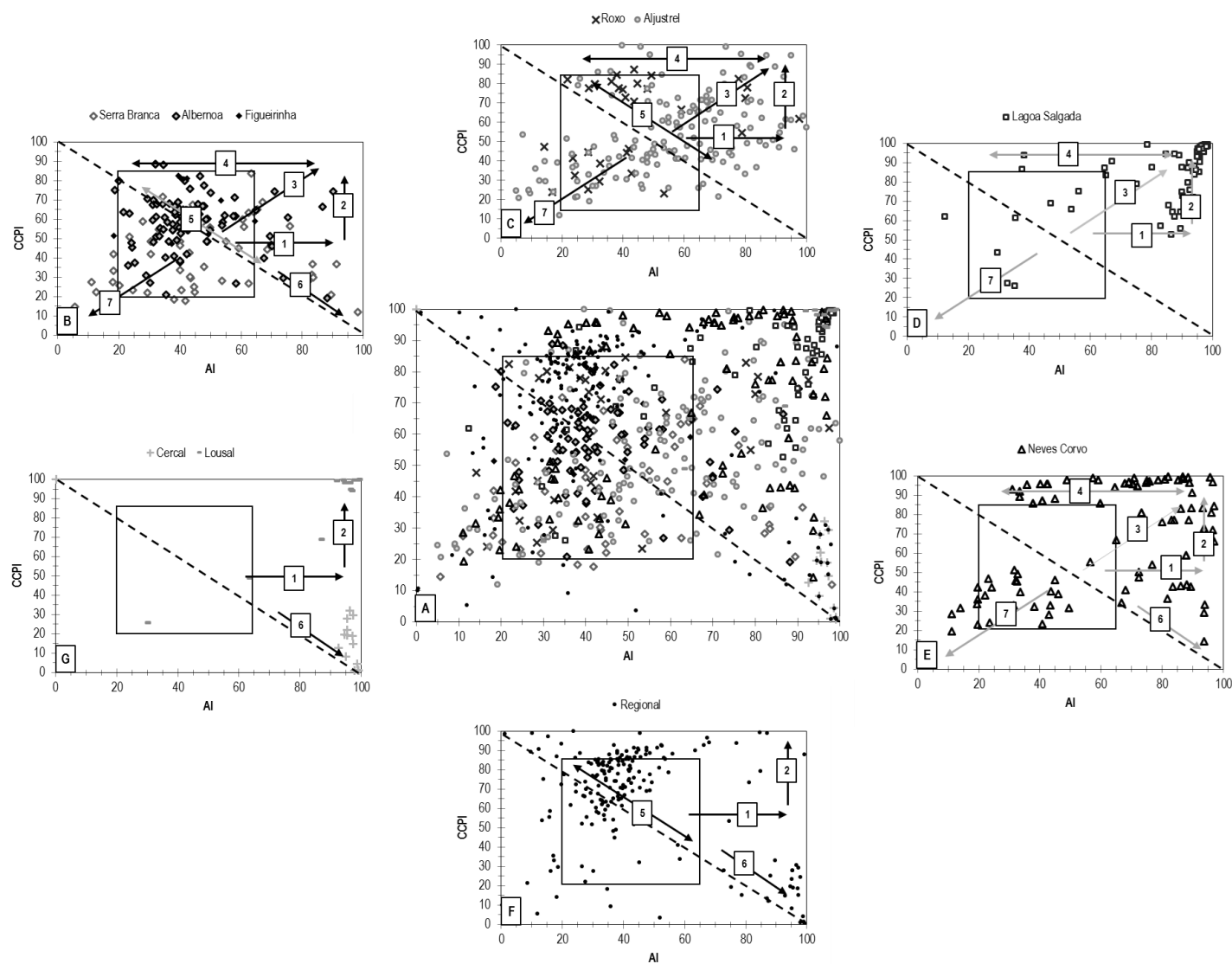
Os diagramas  $AI_{traço}$  vs.  $AI_{maiores}$  (**Figura VII-3**) complementam o descrito no parágrafo anterior, permitindo adicionalmente discriminar, ainda que de forma tentativa, três percursos composicionais distintos (afectados de forma heterogénea pelo metamorfismo regional) como resultado de: (i) alteração hidrotermal difusa ou distal a centros produtivos, tendencialmente não mineralizante [**Campo I**]; (ii) alteração hidrotermal mineralizante [**Campo II**]; e (iii) metassomatismo oceânico [**Campo III**]. O primeiro percurso (**Campo I**) envolve duas linhas evolutivas, a primeira das quais  $(0,5 < AI_{maiores} < 1 \text{ e } AI_{traço} < 0,2)$  é materializada por rochas com indícios de alteração hidrotermal intensa mas sem potencial metalífero (i.e. desencadeada por actividade hidrotermal difusa) e a segunda definida por amostras ricas em conteúdo metalífero, embora possivelmente confinadas a domínios distais das zonas de descarga focalizada

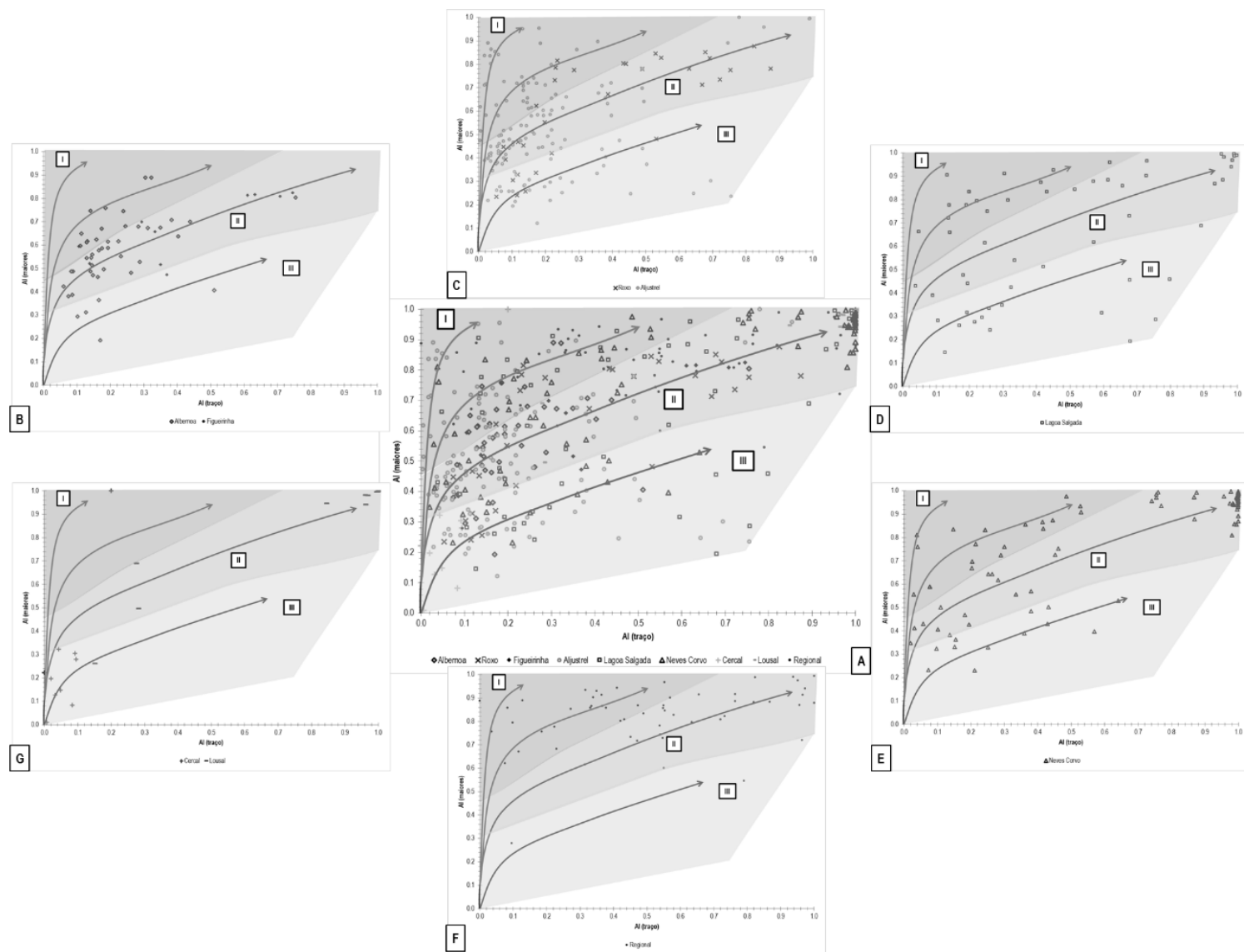


subjacentes ao desenvolvimento de “centros produtivos”; com efeito, verifica-se que um conjunto apreciável de amostras de Neves Corvo, Aljustrel (e Roxo) e Lagoa Salgada, segue esta tendência. Outras amostras destas mesmas áreas mineiras distribuem-se ao longo do Campo II, observando-se enriquecimentos máximos nos componentes que integram o numerador das equações do índice de alteração apenas em exemplares de Neves Corvo e Lagoa Salgada. É importante salientar ainda que um número considerável de amostras do agrupamento “regional” se projecta no Campo II, reflectindo muito possivelmente a sua proximidade a centros mineralizantes; todavia, não havendo controlo da amostragem, é impossível tecer considerações a este respeito. Por último, o Campo III transcreve um percurso composicional que nada tem que ver com os anteriores, não se verificando qualquer convergência no sentido dos domínios vulcânicos mineralizados, pelo que o mesmo deverá representar apenas os efeitos imputáveis à alteração regional (vulgo metassomatismo oceânico). É de notar, em adição, que análises com  $0,3 < AI_{maiores} < 0,8$  correspondem a rochas vulcânicas afectadas por sericitização evidente, enquanto as que revelam  $AI_{maiores} > 0,8$  retratam rochas cloritizadas, tal como descrito por Sánchez-España *et al.* (2000) para alguns depósitos no sector espanhol da FPI (e.g. Concepción, Aguas Teñidas, San Miguel).

---

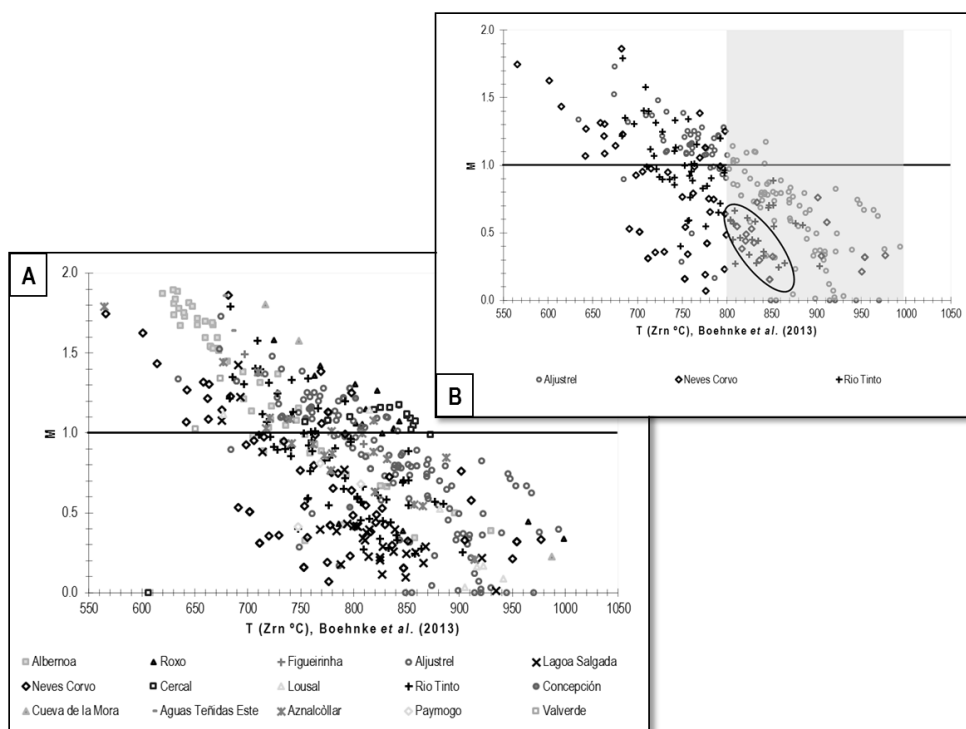
**Figura VII-2:** (Página Seguinte) Projecção dos índices de alteração  $AI$  versus  $CCPI$  para o banco de dados do sector português da FPI, onde em (A) se apresenta a totalidade dos dados e de B a G a projecção repartida por áreas. Os vectores de alteração representados correspondem aos vectores definidos por Large *et al.* (2001), nomeadamente, 1 – Ser; 2 – Ser-Chl-Py; 3 – Chl-Py-(Ser); 4 – Chl-Cb; 5 – Cb-Ser; 7- Ab-Chl e 8 – Ab-Cal-Ep



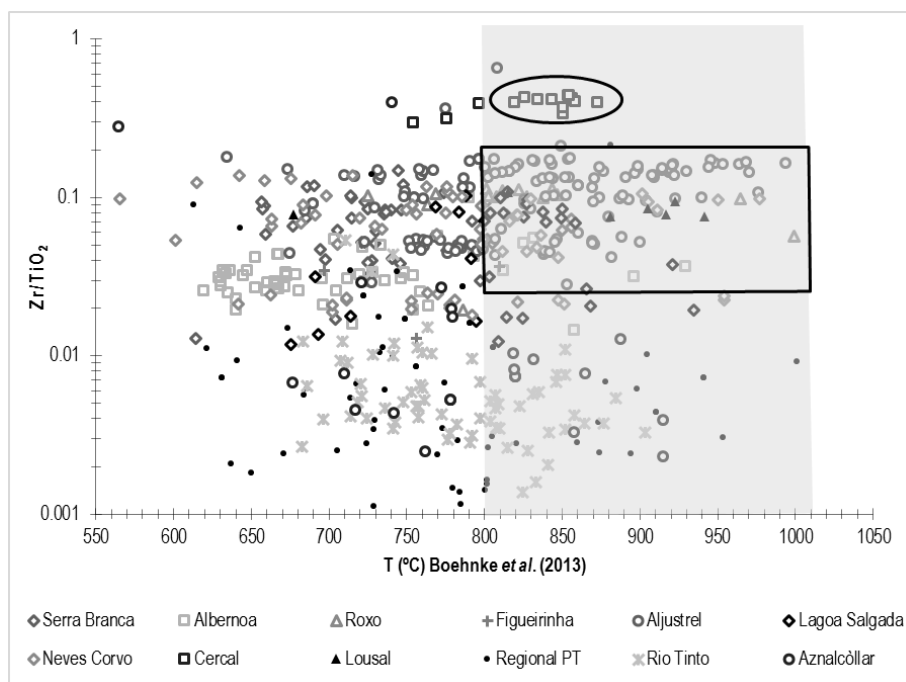


**Figura VII-3:** (Página Anterior) Projecção dos índices de alteração  $Al_{trap}$  versus  $Al_{maiores}$  para o banco de dados do sector português da FPI, onde em (A) se apresenta a totalidade dos dados e de B a G a projecção repartida por áreas. Os campos I, II e III representam diferentes evolventes aos percursos composicionais representados pelas setas.

Uma vez que dispomos do banco de dados regional para ambos os sectores da FPI, afigura-se interessante proceder a um exercício comparativo tendo por base o cálculo das temperaturas de saturação do zircão no líquido magmático. Como tal, seleccionou-se o conjunto mais indicado de análises para os cálculos de geotermometria de acordo com os critérios previamente expostos (subsecção VII.1), com uma modificação de extrema importância que assenta na consideração do parâmetro  $M < 1$ , que atrás tinha sido considerado apenas no intervalo de 1 a 1,9. Contudo importa aqui considerar o M inferior à unidade, uma vez que se pretende testar a resposta desta abordagem a rochas vulcânicas com diferentes intensidades de alteração hidrotermal e/ou mineralização. Importa notar que esta base de dados é composta por diversos trabalhos realizados ao longo das últimas 3 décadas, pelo que é crítico não descuidar as influências decorrentes de vários factores, nomeadamente: (i) acessibilidade, métodos e objectivos de amostragem distintos; (ii) métodos analíticos e limites de detecção diferenciados; e (iii) inexistência de informação petrográfica detalhada para elevado número de exemplares. Consequentemente existem repercussões nos resultados obtidos para M, o que pode ser avaliado de uma forma simples com base na **Figura VII-4**, onde este parâmetro se projecta *versus* a temperatura de saturação do zircão no *melt* estimada com base no modelo de solubilidade apresentado por Boehnke *et al.* (2013). A simples observação da distribuição dos valores obtidos para amostras de Neves Corvo, Aljustrel e Rio Tinto mostra que a amplitude de variação do parâmetro M é bastante considerável, conforme expressa o cálculo dos valores de tendência central para as diferentes distribuições de valores (**Tabela VII-1** e **Tabela VII-2**). Por outro lado, com base na **Figura VII-4** também é possível verificar que a gama de variação de temperatura admitida para um mesmo M é semelhante quando comparamos os resultados de Neves Corvo e Rio Tinto, mas bem distinta quando confrontamos com os resultados obtidos para Aljustrel. Com efeito, as rochas que apresentam M inferior à unidade em Aljustrel possuem  $T$  ( $Zrn$ , °C) 50-100 °C acima dos valores de temperatura estimados para amostras equivalentes das regiões mineiras de Rio Tinto e Neves Corvo. Deste modo, projectando a razão  $Zr/TiO_2$  em função da  $T$  (°C) (**Figura VII-5**) verificam-se claras diferenças entre as várias sequências vulcânicas hospedeiras (ou potencialmente hospedeiras) de mineralizações sulfuretas e as que deverão integrar “sequências estéreis” ou pelo menos com menor potencial. Efectivamente, as amostras de Rio Tinto são as que manifestam razões  $Zr/TiO_2$  mais baixas, enquanto as de Neves Corvo e Aljustrel apresentam valores da mesma razão em torno de 0,1; uma excepção é o Cercal, cujas amostras exibem maiores valores da razão entre elementos incompatíveis relativamente à  $T$  no conjunto de dados tratados.



**Figura VII-4:** (A) Projecção dos valores de  $T (Zrn, ^\circ C)$  obtidos com base no modelo de Boehnke et al. (2013) versus o parâmetro  $M$  para amostras de um conjunto de áreas seleccionadas a partir da base de dados regional; (B) Projecção dos valores de  $T (Zrn, ^\circ C)$  obtidos com base no modelo de Boehnke et al. (2013) versus o parâmetro  $M$  considerando apenas os grandes depósitos de sulfuretos maciços polimetálicos. A área a sombreado pretende indicar os valores mais elevados de temperatura de saturação do zircão no melt; a elipse representa o conjunto de amostras de Neves Corvo e Rio Tinto com temperatura superior a 800  $^\circ C$ .



**Figura VII-5:** Projecção das razões  $Zr/TiO_2$  versus  $T (Zrc, ^\circ C)$  para o conjunto de análises multi-elementares seleccionadas. A área a sombreado pretende indicar os valores mais elevados de temperatura de saturação do zircão no melt; a elipse representa o conjunto de amostras que dizem respeito à área do Cercal e o rectângulo representa essencialmente análises de Aljustrel, Neves Corvo e da região de Ervidel-Roxo, apresentando Rio Tinto os valores mais baixos da razão  $Zr/TiO_2$  para o mesmo intervalo de temperatura.

**Tabela VII-1:** Valores de  $M$  e  $T$  ( $Zrn$ , °C) para o banco de dados regional (sector Português), aplicando a equação que descreve o modelo de solubilidade reportado em Boehnke et al. (2013).

	Serra Branca	Albernoa	Roxo	Entradas	Vale de Açor	Salto	Figueirinha	Aljustrel	Lagoa Salgada	Neves Corvo	Cercal	Lousal	Regional PT
<b><math>M</math></b>					0.51	0.29							
Média	1.05	1.28	0.99	0.78			1.00	0.81	0.42	0.71	1.02	0.46	0.92
Mediana	1.08	1.38	1.06	0.78			0.93	0.83	0.34	0.55	1.09	0.17	0.99
Desvio Padrão	0.28	0.46	0.40	0.07			0.46	0.40	0.33	0.44	0.29	0.48	0.45
Mínimo	0.35	0.32	0.34	0.73			0.58	0.00	0.01	0.07	0.00	0.04	0.15
Máximo	1.76	1.90	1.58	0.83			1.49	1.73	1.43	1.86	1.18	1.15	1.86
$n$	47	53	15	2			3	134	30	63	15	7	69
Nível de Confiança (95%)	0.1	0.13	0.22	0.66			1.14	0.07	0.12	0.11	0.16	0.45	0.11
<b><math>T</math> (<math>Zrn</math>, °C)</b>					867	863							
Média	738	709	827	763			754	829	810	767	817	866	772
Mediana	729	695	811	763			756	833	813	770	843	905	770
Desvio Padrão	55	72	71	31			56	73	59	88	67	93	89
Mínimo	614	620	725	741			697	634	676	566	607	677	613
Máximo	856	930	999	785			810	994	935	977	873	942	1001
$n$	47	53	15	2			3	134	30	63	15	7	69
Nível de Confiança (95%)	16	20	39	276			140	12	22	22	37	86	21

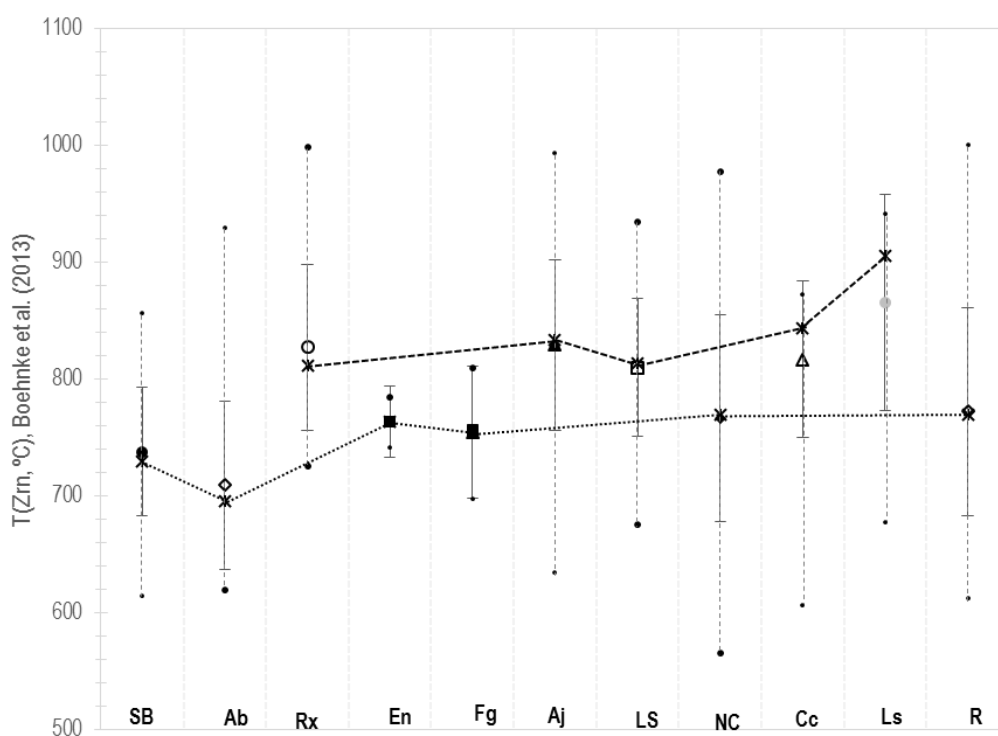
**Tabela VII-2:** Valores de  $M$  e  $T$  ( $Zrn$ , °C) para o banco de dados regional (sector Português), aplicando a equação que descreve o modelo de solubilidade reportado em Boehnke et al. (2013)

	Rio Tinto	Concepción	Cueva de la Mora	Aguas Teñidas	Aznalcòllar	Paymogo	Valverde	Regional SP
<b><math>M</math></b>								
Média	0.82	0.94	1.20	1.36	0.89	0.63	1.18	0.81
Mediana	0.85	1.08	1.58	1.45	0.88	0.68	1.18	0.78
Desvio Padrão	0.36	0.36	0.85	0.52	0.35	0.20	0.23	0.22
Mínimo	0.24	0.53	0.23	0.67	0.21	0.41	1.02	0.54
Máximo	1.79	1.21	1.80	1.86	1.79	0.81	1.34	1.46
$n$	68	3	3	4	24	3	2	27
Nível de Confiança (95%)	0.09	0.90	2.12	0.83	0.15	0.50	2.04	0.09
<b><math>T</math> (<math>Zrn</math>, °C)</b>								
Média	780	779	817	730	787	774	662	791
Mediana	775	797	748	706	779	768	662	800
Desvio Padrão	54	36	148	71	79	30	17	55
Mínimo	683	737	717	678	565	748	651	685
Máximo	903	802	987	832	915	807	674	880
$n$	68	3	3	4	24	3	2	27
Nível de Confiança (95%)	13	90	368	113	33	75	150	22

De forma a obviar as dificuldades previamente expostas optou-se por projectar, para cada área e depósito mineral da FPI, a média complementada pelo desvio padrão, a mediana, bem como a amplitude de variação (*i.e.*, valor máximo e mínimo) da temperatura de saturação do zircão no *melt*, como é possível apreciar nas **Figura VII-6** e **Figura VII-7**. Assim, tendo por base o conjunto de análises ( $n = 572$ ) [**Tabela VII-1** e **Tabela VII-2**] e não perdendo de vista o facto de que em algumas das áreas o total de amostras ser escasso para suportar de forma inequívoca qualquer conclusão em absoluto (*e.g.* Concepción, Cueva de la Mora, Aguas Teñidas, Paymogo, Valverde, Entradas, Vale de Açor e Salto), verifica-se que:

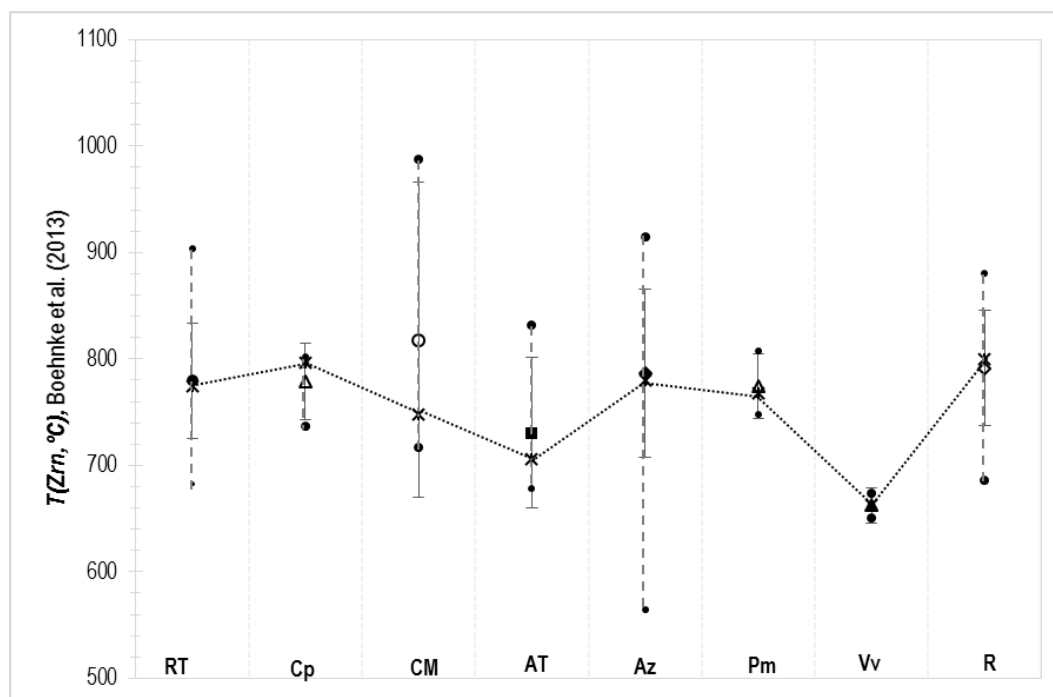
- (i) Para as rochas vulcânicas félsicas da região de Albernoa o valor mediano de  $T(Zrn, °C)$  se cifra em torno de 695°C, representando assim líquidos magmáticos gerados nas menores condições de temperatura (exceptuando Valverde);
- (ii) A temperatura de saturação em zircão no *melt* obtida para amostras de rochas vulcânicas félsicas das áreas de Serra Branca, Figueirinha, Neves Corvo e os centros mineiros de Espanha se posiciona entre 700 – 800°C (valor mediano), não obstante, a vasta amplitude de variação documentada para os exemplares de Neves Corvo;
- (iii) Para as rochas vulcânicas félsicas das regiões do Roxo, Aljustrel, Lagoa Salgada e Lousal os valores medianos de  $T(Zrn, °C)$  se posicionam no intervalo 800 – 900°C., realçando uma vez mais a forte analogia geoquímica entre as sucessões vulcânicas observadas na região do Roxo e em Aljustrel.

Os dados disponíveis revelam ainda que as temperaturas mais elevadas variam inversamente com o parâmetro  $M$ , ou seja: as rochas que preservam indícios fortes de lixiviação (em regra, associadas a domínios de alteração extrema que se desenvolvem a muro das massas de sulfuretos maciços em vários depósitos minerais da FPI, excluindo a situação do Cercal (jazigo de Fe e Mn) com  $M > 1$ ], são caracterizadas por temperaturas tendencialmente mais elevadas. Neste contexto, aceitando que os valores e  $T_{Zrn}$  indicam a temperatura do líquido magmático no momento da sua extracção, então os magmas félsicos responsáveis pelo desenvolvimento das sequências vulcanogénicas hospedeiras de depósitos de sulfuretos maciços foram preferencialmente originados a partir de fontes subsaturadas em zircão. Pelo contrário, as demais sequências vulcânicas relacionam-se com magmas subsaturados em zircão gerados em condições de menor temperatura.



**Figura VII-6:** Valores médios (e respectivos desvios padrão) e medianos, complementados com a amplitude de variação, i.e. valor máximo e mínimo (recta cinzenta "a tracejado") dos resultados obtidos para o sector português da FPI. As abreviações no gráfico significam: Serra Branca (SB), Albermoa (Ab), Roxo (Rx), Entradas (En), Figueirinha (Fg), Aljustrel (Aj), Lagoa Salgada (LS), Neves Corvo (NC), Cercal (Cc), Lousal (Ll) e regional (R). A linha "a tracejado" negro une os valores medianos com temperaturas superiores a 800°C e a linha "a pontilhado" liga os valores medianos para temperaturas inferiores a 800°C.





**Figura VII-7:** Valores médios (e respectivos desvios padrão) complementados com a amplitude de variação, i.e. valor máximo e mínimo (recta cinzenta "a tracejado") dos resultados obtidos para o sector espanhol da FPI. As abreviações no gráfico significam: Rio Tinto (RT), Concepción (Cp), Cueva de la Mora (CM), Aguas Teñidas (AT), Aznalcóllar (Az), Paymogo (Pg), Valverde (Vv) e regional (R). A linha "a pontead" une os valores medianos para temperaturas inferiores a 800°C.

A utilização do geotermómetro baseado na saturação de zircão no líquido magmático, sempre que possível complementado pela utilização dos geotermómetros TitaniZ e ZirconiS revela-se uma ferramenta útil no refinamento dos guias geoquímicos e mineralógicos adequados à prospecção mineral na FPI e com possível aplicação a outras províncias metalogenéticas congéneres. Como tal, no contexto da FPI conclui-se que a probabilidade dos magmas riolíticos se relacionarem com sequências vulcanogénicas hospedeiras de mineralizações sulfuretadas é manifestamente maior que no caso dos magmas riodacíticos, dacíticos e intermédios. Isto decorre do facto destes líquidos magmáticos se desenvolverem a partir de fontes subsaturadas em zircão sob temperaturas elevadas (acima de 800°C), promovidos por graus de fusão parcial moderada (a alta) da crosta superior (< 10 km de profundidade e <2,5 kbar), esta última desencadeada pela ascensão rápida e continuada de magmas basálticos até câmaras magmáticas intermédias, geralmente facilitada pela existência de descontinuidades estruturais profundas. Todos estes processos sugerem o estabelecimento de um regime térmico elevado afectando a crosta continental adelgada, sujeita a transtensão local, sobre a qual se desenvolve a FPI. Perdurando no tempo e em conjunto com valores adequados de permeabilidade efectiva do meio rochoso, tal manutenção de fluxos de calor elevados possibilita quer a progressão dos mecanismos geradores de fusão parcial da crosta e segregação os diferentes tipos de magmas, quer a sustentação de sistemas hidrotermais vigorosos (elevada temperatura e longo tempo de vida) requeridos para a génese das mineralizações de sulfuretos maciços e demais manifestações exalativo-hidrotermais. Pelo contrário, a formação de magmas dacíticos

e riodacíticos a partir de fontes sobressaturadas em zircão sob temperaturas relativamente baixas (i.e.  $\approx 700-750\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) será favorecida por baixos graus de fusão parcial assistida por significativos fluxos de fluido em níveis profundos, próximos da transição dúctil-frágil ( $\approx 10-15\text{ km}$  de profundidade e  $\approx 4-5\text{ kbar}$ ). Nestas circunstâncias, a possibilidade destes magmas alimentarem câmaras magmáticas subsuperficiais suportando actividade vulcânica significativa é relativamente baixa, pelo que a sua relação com o desenvolvimento de sistemas hidrotermais com significado (importância) metalogenética será bastante menos provável.

---

---

## CAPÍTULO VIII

---



## VIII. CONCLUSÃO

Os eixos vulcânicos de Ervidel-Roxo e de Figueirinha-Albernoa constituem dois centros vulcânicos independentes (possivelmente diacrónicos) representados por produtos de vulcanismo bimodal (félsico e intermédio), formando um alinhamento WNW-ESSE no sector N da FPI. As fácies mais evoluídas [(meta-riólitos (a riodacitos)] predominantes na região do Roxo não se relacionam com as rochas de natureza riodacítica (a dacítica) ou mesmo “andesítica” por processos de cristalização fraccionada, nem representam produtos de diferenciação de magmas basálticos (toleióitos continentais, por vezes alcalinos) que testemunham o carácter bimodal das sequências constituintes do CVS na FPI. A diversidade de rochas riolíticas, largamente dominantes em Ervidel-Roxo, resulta de diferentes graus de fusão parcial da crosta continental (quartzo-feldspática) induzidos pela ascensão e instalação de múltiplas pulsações de líquidos silicatados basálticos em diferentes níveis da crosta. As fácies de natureza riodacítica, dacítica e intermédia são independentes das anteriores e espelham diferentes graus de contaminação crustal experimentados por magmas basálticos gerados por fusão parcial do manto.

A utilização de geotermómetros baseados em modelos experimentais de solubilidade do zircão em líquidos silicatados permite estimar a temperatura mínima ou máxima de formação dos mesmos, caso haja sub ou sobressaturação em zircão, respectivamente. Os cálculos realizados com base no modelo de Boehnke *et al.* (2013) mostram que a temperatura: (i) se aproxima de 700 °C para amostras da região de Albernoa, constituindo a temperatura mais baixa obtida a nível regional, não se afastando significativamente dos valores de temperatura que caracterizam fácies vulcânicas com menor propensão para hospedar sistemas geradores de sulfuretos maciços polimetÁLicos; (ii) se posiciona entre 700-800 °C para amostras de Serra Branca, Figueirinha, Neves Corvo e centros mineiros do sector espanhol da FPI, apesar dos valores obtidos para os dois últimos conjuntos poderem enfermar de subestimativa impossível de avaliar, como resultado da falta de controlo da amostragem e/ou do escasso número de amostras disponível; e (iii) se distribui no intervalo de 800-900 °C para amostras das regiões do Roxo, Aljustrel, Lagoa Salgada e Lousal, sublinhando a tendência do eixo vulcânico de Ervidel-Roxo acompanhar Aljustrel e produzindo boas indicações do ponto de vista metalogenético. Neste sentido, os resultados obtidos sugerem a possibilidade dos magmas félsicos (de natureza riolítica predominante) responsáveis pelo desenvolvimento das sequências hospedeiras de depósitos de sulfuretos maciços terem sido preferencialmente originadas a partir de fontes subsaturadas em zircão, caracterizadas por temperaturas superiores a 800 °C. Em oposição, as demais sequências vulcânicas relacionam-se com magmas sobressaturados em zircão, tipicamente com temperaturas de formação inferiores a 775-800 °C. Estas inferências são compatíveis com as indicações fornecidas pelos geotermómetros minerais *TitaniZ* e *ZirconiS*, os quais revelam que os zircões inclusos em rochas metavulcânicas de Albernoa exibem carácter predominantemente herdado [ $T > 900^{\circ}\text{C}$ ], em oposição à cristalização do zircão após extracção do magma para as rochas de Ervidel-Roxo. Por seu turno, nos líquidos silicatados relacionados com a génese de rochas vulcânicas de Ervidel-Roxo, a formação da

esfena deverá acontecer após cristalização do zircão, iniciando a sua cristalização em torno de  $\approx 850^{\circ}\text{C}$  e subsistindo até cerca de  $\approx 600^{\circ}\text{C}$ . O percurso evolutivo traçado pela esfena diferencia ainda as rochas mais alteradas das menos alteradas; para o eixo Figueirinha-Albernoa, este silicato termina a sua cristalização sob condições de temperatura relativamente mais elevadas ( $\approx 700^{\circ}\text{C}$ ) do que as estabelecidas para o eixo Ervidel-Roxo.

A larga maioria das rochas vulcânicas examinadas preserva evidências mineralógicas de alteração metassomática e/ou hidrotermal heterogênea com desenvolvimento anterior à orogénese Varisca, apresentando tipicamente filossilicatos que denunciam recristalização ou deformação variável, no caso particular da região Ervidel-Roxo, complementada pela deposição de quantidades acessórias de sulfuretos (e.g. pirite, calcopirite, esfalerite, pirrotite e galena). Nesta mesma região os efeitos da alteração também são bem mais intensos do que em Albernoa; a região da Figueirinha preserva, em alguns níveis bons indicadores de alteração, à semelhança do Roxo.

A informação de natureza mineralógica/petrográfica é consistente com as indicações dadas pelos índices de alteração Al e CCPI documentando: (i) desvios acentuados no sentido do campo composicional dominado pela associação mineral clorite  $\pm$  sericite + pirite; (ii) dispersões composicionais compatíveis com a formação de associações secundárias ricas em carbonato e sericite que, nas rochas intermédias, tendem a ser substituídas por clorite  $\pm$  carbonato; e (iii) modificações imputáveis a processos diagenéticos, nomeadamente as que se desenvolvem no campo de estabilidade da albite  $\pm$  clorite  $\pm$  epidoto.

Importa ainda tomar em consideração que as tendências geoquímicas multi-elementares colocadas em evidência pelos balanços de massa espelham o desenvolvimento heterogêneo de processos de alteração análogos para os dois eixos vulcânicos e são harmonizáveis com as características mineralógicas e petrográficas observadas. Neste sentido, as trocas de massa estabelecidas durante aqueles processos são responsáveis, na generalidade dos casos por balanços líquidos negativos, mesmo quando na presença de ganhos em diversos elementos menores e traço, alguns dos quais tipicamente associados a processos exalativo-hidrotermais mineralizantes. Um pequeno conjunto de amostras de Figueirinha-Albernoa com evidências de alteração forte apresenta tendências opostas às previamente descritas, reflectindo possivelmente a neoformação de fases minerais responsáveis pela selagem de porosidade primária ou permeabilidade secundária de diversas fácies do CVS. Contudo, não existem evidências categóricas para a existência de halos de alteração mineralizante, tipicamente marcados por ganhos consideráveis em ferro, em qualquer dos eixos vulcânicos amostrados.

Os dois eixos vulcânicos são ainda marcados por manifestações de actividade hidrotermal tardia, desenvolvida após o pico metamórfico, sob condições de alta temperatura ( $450\pm 50^{\circ}\text{C}$ ), possivelmente correlacionável com o ressalto isostático da cintura orogénica gerada por colisão continental oblíqua. Estas condições de temperatura contrastam com as obtidas para as associações minerais (ante/sin-metamórficas, as quais se espalham pelo intervalo  $400\pm 50^{\circ}\text{C}$ . O metamorfismo do sector N da FPI, em

particular no alinhamento dos dois centros vulcânicos terá assim atingido a fácies dos xistos verde alta (transição entre as zonas da clorite e biotite), sendo caracterizado pela presença de clorite + epidoto + albite + actinolite + calcite + moscovite + oligoclase.

Os dados obtidos no âmbito do presente trabalho indicam ainda a necessidade de desenvolver e procurar novos métodos de trabalho com vista à definição de critérios e guias mineralógicos e geoquímicos adequados à prospecção mineral no contexto da FPI como província metalogenética de excelência a nível mundial. Os modelos aqui abordados revelaram resultados bastante promissores e inovadores, mas carecem de maior desenvolvimento e de confirmação por outras vias.

Um exercício interessante passaria pela investigação mais aprofundada sobre a aplicabilidade do geotermómetro *ZirconiS* que se mostrou discriminante, separando claramente amostras com maiores indícios de alteração de Ervidel-Roxo; a sua aplicação a exemplares de Neves Corvo, Rio Tinto e Aljustrel permitiria corroborar, ou não, esta tendência. O refinamento dos resultados decorrentes da aplicação dos modelos de saturação de líquidos silicatados em zircão tem também potencial para diferenciar sequências vulcânicas potencialmente hospedeiras de sulfuretos maciços polimetálicos, mas a confirmação da sua utilização como critério de prospecção exige algum trabalho complementar ao realizado, integrando no banco de dados disponível exemplares sobre os quais haja maior controlo da amostragem, das características petrográficas e dos métodos analíticos empregues na avaliação das respectivas composições multi-elementares. Adicionalmente, os percursos de composição colocados em evidência pelos índices  $Al_{\text{traço}}$  vs.  $Al_{\text{maiores}}$  merecem exploração futura, eventualmente conjugados com o parâmetro  $M$  requerido na estimativa da temperatura de saturação em zircão.





---

---

## CAPÍTULO IX

---



## IX. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almodóvar, G.R.; Sáez, R.; Pons, J.M.; Maestre, A.; Toscano, M. & Pascual, E. (1998). Geology and genesis of the Aznalcóllar massive sulphide deposits, Iberian Pyrite Belt, Spain. *Mineralium Deposita* 33, 111-136.
- Armbruster, T.; Bonazzi, P.; Akasaka, M.; Bermanec, V.; Chopin, C.; Gieré, R.; Heuss-Assbichler, S.; Menchetti, S.; Pan, Y. & Pasero, M. (2006). Recommended nomenclature of epidote-group minerals. *European Journal of Mineralogy*, 18, 551–567.
- Arthaud, F. & Matte P. (1977). Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: result of a right-lateral shear zone between the Appalachian and the Urals. *Geological Society of America Bulletin* 88, 1305-1320.
- Ayers, J. C. & Watson, B. (1991). Solubility of apatite, monazite, zircon, and rutile in supercritical aqueous fluids with implications for subduction zone geochemistry. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A* 335, 365-375.
- Bailey, S.W. (1984). Crystal chemistry of true micas. In: *Micas* (S.W. Bailey, eds), Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy 13, 347-403.
- Bailey, S.W. (1988). Chlorites: structure and crystal chemistry. In: *Hydrous Phyllosilicates (Exclusive of Micas)* (S.W. Bailey, eds.), Mineral Society of America, Reviews in Mineralogy 19, 348-403.
- Barrett T.J; Dawson G.L; MacLean W.H. (2008). Volcanic stratigraphy, alteration, and sea-floor setting of the Paleozoic Feitais Massive Sulfide Deposit, Aljustrel, Portugal. *Economic Geology* 103, 215-239.
- Barrett, T.J. & MacLean, W.H. (1994). Chemostratigraphy and hydrothermal alteration in exploration for VHMS deposits in greenstones and younger rocks. In: *Alteration and Alteration Processes Associated with Ore-Forming Systems* (D.R. Lentz, eds.), Geological Association of Canada, Short Course Notes Volume 11, 433-467.
- Barrie, C., Amelin, Y. & Pascual, E. (2002). U-Pb geochronology of VMS mineralization in the Iberian Pyrite Belt. *Mineralium Deposita* 37, 684-703.
- Barriga, F.J.A.S. (1983) – *Hydrothermal Metamorphism and Ore genesis at Aljustrel, Portugal*. Unpublished PhD thesis, University of Western Ontario, 386 pp.
- Barriga, F. (1990). Metallogenesis in the Iberian Pyrite Belt, In: Dallmeyer, R.D. & Martinez García, E., (Eds.), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Berlin: Springer-Verlag, 369-379.

- Barriga, F.J.A.S. & Carvalho, D. (1983). Carboniferous Volcanogenic Sulphide Mineralization in South Portugal (Iberian Pyrite Belt). In: *The Carboniferous of Portugal* (M. J. L. Sousa & J. T. Oliveira, eds.). Memórias Serviços Geológicos de Portugal 29, 99-113.
- Barriga, F. & Kerrich, R. (1984). Extreme  $^{18}\text{O}$ -enriched volcanics and  $^{18}\text{O}$ -evolved marine water, Aljustrel, Iberian Pyrite Belt: transition from high to low Rayleigh number convective regimes. *Geochimica Cosmochimica Acta* 48, 1021-1031
- Barriga, F.J.A.S. & Oliveira, J.T. (1986). Geochemical study of cherts, jaspers and manganese ore from the Iberian Pyrite Belt. *Maleo Boletim Informativo Sociedade Geológica de Portugal* 2, 11.
- Bayliss, P. (1975). Nomenclature of the trioctahedral chlorites. *Canadian Mineralogist* 13, 178-180.
- Bernardino, F. B. C. P. (1993) – *Alteração Litogeoquímica numa sondagem do Jazigo de Lagoa Salgada*, Bachelors Seminar, University of Lisbon, 98 pp.
- Bodinier, J.-L. & Godard, M. (2004). Orogenic, Ophiolitic, and Abyssal Peridotites. In: *Treatise on Geochemistry, Volume 2* (H.D. Holland & K.K. Turekian (eds.), Elsevier, Amsterdam, 103-170.
- Boehnke, P.; Watson, E. B.; Trail, D.; Harrison, T. M. & Schmitt, A. K. (2013). Zircon saturation re-revisited. *Chemical Geology* 351, 324-334.
- Boogaard, M. & Schermerhorn, L.J.G. (1981). Conodont faunas from Portugal and southwestern Spain. Part 6. A Lower Famienian conodont fauna at Monte do Forno da Cal (South Portugal). *Scripta Geologica* 63, 1-16.
- Boulter, C.A.; Hopkinson, L.J.; Ineson, M.G., & Brockwell, J.S. (2004). Provenance and geochemistry of sedimentary components in the Volcano-Sedimentary Complex, Iberian Pyrite Belt: discrimination between the sill-sediment complex and volcanic-pile models, *Journal of the Geological Society of London* 161, 103–115.
- Bourdelle, F.; Parra, T.; Beyssac, O.; Chopin, C. & Vidal, O. (2013). Clay minerals as geo-thermometer: A comparative study based on high spatial resolution analyses of illite and chlorite in Gulf Coast sandstones (Texas, U.S.A.). *American Mineralogist*, 98, 914-926.
- Butler, R.F. (1992). *Paleomagnetism: magnetic domains to geological terrains*. Blackwell scientific publications, Boston, MA, 319 pp.
- Butler, R.F. (2004). *Paleomagnetism: magnetic domains to geological terrains*. Electronic edition, University of Portland, Oregon, 238 pp.
- Carvalho, D., Barriga, F.J.A.S. & Munhá, J., 1999. Bimodal Siliciclastic systems: The case of the Iberian Pyrite Belt. In: Volcanic associated massive sulfide deposits: Processes and examples in modern and ancient settings (C.T. Barrie & M.D. Hannington, eds.). *Reviews Economic Geology*, 375-408.

- Castroviejo, R.; Quesada, C. & Soler, M. (2011). Post-depositional tectonic modification of VMS deposits in Iberia and its economic significance. *Mineralium Deposita* 46, 615-637.
- Cathelineau, M. (1988) Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature: *Clay Miner.* 23, 471-485.
- Claiborne L.E., Miller C.F., Walker B.A., Wooden J.L., Mazdab F.K., Bea F. (2006). Tracking magmatic processes through Zr/Hf ratios in rocks and Hf and Ti zoning in zircons: An example from the Spirit Mountain batholith, Nevada. *Mineral. Mag.* 70, 517-543.
- Deer, W.A., Howie, R.A., e Zussman, J. (2008). Minerais constituintes das rochas – uma introdução. Tradução de C. A. R. Macedo. Fundação Calouste Gulbenkian, 727 pp.
- Donaire, T.; Sáez, R. & Pascual, E. (1998) – Geología y evolución magmática del eje volcánico de Paymogo, Faja Píritica Ibérica, *Geogaceta* 24, 115-117
- Donaire, T.; Sáez, R. & Pascual, E. (2002) – Rhyolitic globular peperites from Aznalcóllar mining district (Iberian Pyrite Belt, Spain): physical and chemical controls, *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 114 (1-2), 119-128.
- Eden, C. F. (1991). *Tectonostratigraphic analysis of the northern extent of the oceanic exotic terrane, northwestern Huelva Province, Spain*. PhD Thesis, University of Southampton, 281 pp.
- Fernandes, A. S. (2011) – *Caracterização petrográfica, mineralógica e geoquímica do padrão de alteração hidrotermal a muro das massas de sulfuretos maciços do Lousal*, Faixa Piritosa Ibérica, MSc thesis, University of Lisbon, 120 pp.
- Ferry J.M., Watson E.B. (2007). New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers. *Contrib. Mineral. Petrol.* 154, 429-437.
- Foster, M. (1962). Interpretation of the composition and a classification of the chlorites. *U.S.G.S. Professional Paper*, 414-A, 1-33.
- Franz, G. & Liebscher, A. (2004). Physical and chemical properties of the epidote minerals: an introduction. In: *Epidotes* (G. Ferraris & S. Merlino, eds.), Mineralogical Society of America Reviews in Mineralogy 56, 1-81.
- Gaspar, O. C. (?) – A associação genética dos espilitos com os jazigos de manganês do Baixo Alentejo. *Estudos, Notas e Trabalhos do S.F.M.*
- Giese, U.; Von Hoengen, R.; Hoymann, K.; Kramm, U. & Walter, R. (1994). The palaeozoic evolution of the Ossa Morena Zone and its boundary to the South Portuguese Zone in SW Spain: geological constraints and geodynamic interpretation of a suture in the Iberian Variscan orogen. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen* 192, 383-412.

- Harrison, T.M.; Watson, E.B. & Aikman, A.B. (2007). Temperature spectra of zircon crystallization in plutonic rocks. *Geology* 35, 365-368.
- Häussinger, H.; Okrusch, M. & Scheepers, D. (1993). Geochemistry of premetamorphic hydrothermal alteration of metasedimentary rocks associated with the Gorob massive sulphide prospect. Damara Orogen, Namibia. *Economic Geology* 88, 72-90.
- Hayden, L. A. & Watson, E. B. (2007). Rutile saturation in hydrous siliceous melts and its bearing on Ti-thermometry of quartz and zircon. *Earth and Planetary Science Letters* 258, 561-568.
- Hetherington, C.J.; Jercinovic, M.J.; Williams, M.L. & Mahan, K. (2008). Understanding geologic processes with xenotime: Composition, chronology, and a protocol for electron probe microanalysis. *Chemical Geology* 254, 133-147.
- Hofmann, A.W. (1988). Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters* 90, 297-314.
- Inoue, A.; Meunier, A.; Patrier-Mas, P.; Rigault, C.; Beaufort, D. & Vieillard, P. (2009). Application of chemical geothermometry to low-temperature trioctahedral chlorites. *Clays and Clay Minerals* 57(3), 371-382.
- Irvine T.N. & Baragar W.R.T. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth. Sci.* 8, 523-548.
- Jesus, AP (2011). Ore forming systems in the Western Compartment of the Beja Layered Gabbroic Sequence (Ossa Morena Zone Portugal). Unpublished PhD thesis, Universidade de Lisboa, 604 pp.
- Jesus, A.; Munhá, J.; Mateus, A.; Tassinari, C. & Nutman, A. (2007). The Beja layered gabbroic sequence (Ossa–Morena Zone, Southern Portugal): geochronology and geodynamic implications. *Geodinamica Acta* 20, 139-157.
- Jorge, R. (2000). Estudo mineralógico e metalogenético do depósito manganésífero de Soloviejo, Huelva, Espanha. Master Thesis, Universidade de Lisboa, 134 pp.
- Jowett, E.C. (1991) Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer: GAC/MAC/SEG Joint Annual Meeting (Toronto, May 27-29, 1991), Program with Abstracts 16, A62.
- Julivert, M.; Fontboté, J. M.; Ribeiro, A. & Conde, L. (1974). Memoria explicativa del Mapa Tectónico de la Peninsula Ibérica y Baleares. 1:1.000.000, IGME, Madrid, 1–101.
- Kartashov, P.M. (2014). Classification diagram for REE-bearing members of epidote group based on crystallochemical data. *Workshop on accessory minerals, University of Warsaw, September 2014*, 19-21.

- Kranidiotis, P. & MacLean, W. H. (1987). Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. *Economic Geology* 82, 1898–1911.
- Laird, J., (1988). Chlorites: metamorphic petrology. In: *Hydrous Phyllosilicates (Exclusive of Micas)* (S.W. Bailey, eds.). Reviews in Mineralogy 19, Mineral Society of America: 405-453.
- Large, R.R., Gemmell, J.B., Paulick, H. & Huston, D.L. (2001). The alteration box plot: a simple approach to understanding the relationship between alteration mineralogy and litogeochemistry associated with volcanic-hosted massive sulfide deposits. *Economic Geology* 96, 957-971.
- Leake, B.; Woolley, A.; Arps, C.; Birch, W.D.; Gilbert, M.C.; Grice, J. D.; Hawthorne, F.C.; Kato, A.; Kish, H.J.; Krivovichev, V.G.; Linthout, K. & Laird, J. (1997). Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on new minerals and mineral names. *The Canadian Mineralogist* 35, 219-246.
- Leake, B; Woolley, A.; Birch, W.D.; Burke, E.A.J.; Ferraris, G; Grice, J.D.; Hawthorne, F.C.; Kisch, H.J.; Krivovichev, V.G.; Schumacher, J.C.; Stephenson, N.C. & Whittaker, E.J.W. (2004). Nomenclature of amphiboles: Additions and revisions to the International Mineralogical Association's amphibole nomenclature. *American Mineralogist* 89, 883-887.
- LeBas, M.J., Lemaître, R.W., Streckeisen, A. & Zanettin, B. (1986). A Chemical Classification of Volcanic-Rocks Based on the Total Alkali Silica Diagram. *Journal of Petrology* 27(3), 745-750.
- Leistel, J.M.; Bonijoly, D.; Braux, C.; Freyssinet, P.; Kosakevitch, A.; Leca, X.; Lescuyer, J.L.; Marcoux, E.; Milési, J.P.; Piantone, P.; Sobol, F.; Tegye, M.; Thiéblemont, D.; Viallefond, L. (1994) The massive sulphide deposits of the South Iberian Pyrite Province: geological setting and exploration criteria. BRGM, Doc. 234, 236 pp.
- Leistel, J.M.; Marcoux, E.; Thiéblemont, D.; Quesada, C.; Sánchez, A.; Ruiz de Almodóvar, G.; Pascual, E. & Sáez, R. (1998). The volcanic-hosted massive sulphide deposits of the Iberian Pyrite Belt. *Mineralium Deposita* 33, 2–30.
- Lotze, F. (1945). Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Mesetas. *Geotekt Forsch* 6, 78–92
- MacLean, W.H. (1990). Mass change calculations in altered rock series. *Mineralium Deposita* 25, 44-49.
- MacLean, W.H. & Barrett, T.J. (1993). Lithogeochemical techniques using immobile elements. *Journal of Geochemical Exploration* 48, 109–133.
- MacLean, W.H.; Kranidiotis, P. (1987). Immobile elements as monitors of mass transfer in hydrothermal alteration: Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. *Economic Geology* 82, 951–962.
- Marcoux, E. (1998). Lead isotope systematics in the giant massive sulphide deposits in the Iberian Pyrite belt. *Mineralium Deposita* 33, 45-58.

- Marques F.O.; Mateus A. & Tassinari C. (2002). The Late-Variscan fault network in Central-Northern Portugal: a re-evaluation. *Tectonophysics* 359, 255-270.
- Mateus, A. (1996). A variabilidade composicional das micas potássicas dioctaédricas como indicador das condições P-T de deformação; ensaio de aplicação às fácies graníticas sinorogénicas adjacentes ao segmento sul do troço transmontano da falha da Vilarica (NE de Portugal). *Gaia* 13, 9-41.
- Mateus, A. (2001) - Dinâmica de fluidos tardi-Varisca; constrangimentos geodinâmicos e implicações metalogénicas. *7ª Conferência Anual do GGET*, 12-18.
- Mateus, A. & Noronha F. (2001) - Late-Variscan crustal uplift of the Iberian Terrane as a response to isostatic rebound; implications for the brittle-ductile transition, fluid circulation and metallogenesis. *Mem. Mus. Lab. Mineral. Geol. Univ. Porto* 7, 295-298.
- Mateus, A.; Figueiras, J.; Monteiro Santos, F.; Luz, F.; Khalil, M.; Codeço, M.; Gonçalves, S.; Godinho, E.; Santos, E. & Rodrigues, P. (2014). Prospeção mineral no “Polígono Alvernoa” (Faixa Piritosa Ibérica, Portugal); avaliação integrada de dados geológicos e geofísicos existentes, novas informações mineralógicas e geoquímicas e follow up. *Relatório Final apresentado à Empresa Portuguesa de Obras Subterrâneas S.A., FFCUL*, Lisboa, 260 pp + Anexos.
- Mateus, A.; Figueiras, J.; Monteiro Santos, F.; Luz, F.; Khalil, M.; Codeço, M.; Gonçalves, S.; Godinho, E.; Farzaman, M.; Moreira, B.; Rodrigues, P.; Jorge, R.C.G.S. & Henriques, C. (2015). Prospeção mineral no “Polígono Alvernoa” (Faixa Piritosa Ibérica, Portugal); avaliação integrada de três áreas prioritárias recorrendo a dados multidisciplinares e follow up. *Relatório Final apresentado à Empresa Portuguesa de Obras Subterrâneas S.A., FFCUL*, Lisboa, 291 pp + Anexos.
- Mathur, R.; Ruiz, J. & Tornos, F. (1999). Age and sources of the ore at Tharsis and Rio Tinto, Iberian Pyrite belt, from Re-Os isotopes. *Mineralium Deposita* 34, 790-793.
- McLenann S. M. (1989). Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes. *Rev. Mineral.* 21, 169-200.
- Mitjavila, J., Marti, J. & Soriano, C. (1997). Magmatic evolution and tectonic setting of the Iberian Pyrite Belt volcanism. *Journal of Petrology* 38, 727-755.
- Monier, G. (1987). Cristallochimie des micas des leucogranites: nouvelles données expérimentales et applications pétrologiques. *Géologie et géochimie de l'uranium* 14, 347 pp.
- Morimoto, N.; Fabries, J.; Ferguson, A.K.; Ginzburg, I.V.; Ross, M.; Seifert, F.A. & Zussman J. (1988). Nomenclature of pyroxenes. *American Mineralogist* 73, 1123-1133.
- Munhá, J. (1981) – *Igneous and Metamorphic petrology of the Iberian Pyrite Belt Volcanic Rocks*. Unpublished PhD thesis, University of Western Ontario, 710 pp.



- Munhá, J. (1983). Hercynian magmatism in the Iberian Pyrite Belt. In: *The Carboniferous of Portugal* (M. J. L. Sousa & J. T. Oliveira, eds). Memórias Serviços Geológicos Portugal 29, 39-81.
- Munhá, J. (1990). Metamorphic evolution of the South Portuguese/ Pulo do Lobo Zone. In: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia* (R. D. Dallmeyer & E. Martínez García, eds), Berlin: Springer-Verlag, 363–369.
- Munhá, J. & Kerrich, R. (1980). Seawater basalt interaction in spilites from the Iberian Pyrite Belt. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 73, 191– 200.
- Munhá, J.: Fyfe, W.S. & Kerrich, R. (1980) – Adularia, the characteristic mineral of felsic Spilites, *Contributions to Mineralogy and Petrology* 75, 15-19.
- Munhá, J. M.; Oliveira, J. T.; Ribeiro, A.; Oliveira, V. & Quesada, C. (1986). Beja–Acebuches ofiolite: characterization and geochemical geodynamic significance (abstract). *Maleo* 13, 1–31.
- Munhá, J.; Barriga, F.J.A.S. & Kerrich, R. (1986). High  $^{18}\text{O}$  Ore-Forming Fluids in Volcanics-Hosted Base Metals Massive Sulfide Deposits: Geologic,  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ , and D/H Evidence from the Iberian Pyrite Belt; Crandon, Wisconsin; and Blue Hill, Maine. *Economic Geology* 81, 530-522.
- Munhá, J.; Relvas, J.M.R.S.; Barriga, F.J.A.S.; Conceição, P.; Jorge, R.C.G.S.; Mathur, R.; Ruiz, J. & Tassinari, C.C.G. (2005). Osmium isotope systematics in the Iberian Pyrite Belt. In: *Mineral deposit research: Meeting the Global Challenge* (J. Mao & F.P. Bierlein, eds.). Springer, Berlin, 663-666.
- Oliveira, J.T. (1990). Stratigraphy and syn-sedimentary tectonism in the South Portuguese Zone. In: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia* (R.D. Dallmeyer & E. Martínez-García eds), Berlin: Springer-Verlag, 334-347.
- Oliveira, J.T.; Relvas, J.M.R.S.; Pereira, Z.; Matos, J.X.; Rosa, C.J.; Rosa, D.; Munhá, J.M.; Jorge, R.C.G.S., Pinto, A.M.M. (2006). O Complexo Vulcano-Sedimentar da Faixa Piritosa Ibérica: estratigrafia, vulcanismo, mineralizações associadas e evolução tectonoestratigráfica no contexto da Zona Sul Portuguesa. In: *Geologia de Portugal na Ibéria* (R. Dias, A. Araújo, P. Terrinha & J.C. Kullberg, eds.), VII Congresso Nacional de Geologia, Univ. Évora, Portugal, 207-244.
- Oliveira, D.P.S.; Matos, J.X.M.; Rosa, C.J.P.; Rosa, D.R.N.; Figueiredo, M.O.; Silva, T.P.; Guimarães, F.; Carvalho, J.R.S.; Pinto, Á.M.M.; Relvas, J.R.M.S. & Reiser, F.K.M. (2011). The Lagoa Salgada orebody, Iberian Pyrite Belt, Portugal. *Economic Geology* 106, 1111-1128.
- Oliveira, J.T.; Relvas, J.M.R.S.; Pereira, Z.; Matos, J.X.; Rosa, C.J.; Rosa, D.; Munhá, J.M.; Fernandes, P.; Jorge, R.C.G.S., Pinto, A.M.M. (2013). Geologia Sul Portuguesa, com ênfase na estratigrafia, vulcanologia física, geoquímica e mineralizações da Faixa Piritosa. In: Dias, R.; Araújo, A.; Terrinha, P. e Kullberg, J.C. (Eds). *Geologia de Portugal, Volume 1, Geologia Pré-mesozóica de Portugal*. Lisboa: Livraria Escolar Editora, 673-765.

- Palme, H. & Jones, A. (2004). Solar system abundances of the Elements. In: *Treatise on Geochemistry, Volume 1* (H.D. Holland & K.K. Turekian, eds.), Elsevier, Amsterdam, 41-61.
- Palme, H. & O'Neill, H. St. C. (2004). Cosmochemical Estimates of Mantle Composition. In: *Treatise on Geochemistry, Volume 2* (R.W. Calson, eds.), Elsevier, Amsterdam, 1-38.
- Pearce, J.A., 1996. A user's guide to basalt discrimination diagrams. In: *Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration* (D.A. Wyman, eds.). Geological Association of Canada, Short Course Notes, 12, 79–113.
- Quesada, C. (1991). Geological constraints on the Paleozoic tectonic evolution of the tectonostratigraphic terranes in the Iberian Massif. *Tectonophysics* 185, 225-245.
- Quesada, C. (1992). Evolución Tectónica del Maciço Ibérico. In: *Paleozoico Inferior de Ibero-América* (J. C. Gutierrez-Marco, J. Saavedra, & I. Rábano, eds.). Coord. M. J. Liso Rubio, Universidad de Extremadura, 173-190.
- Quesada, C. (1996). Estructura del sector español de la Faja Pirítica: implicaciones para la exploración de yacimientos. *Boletín Geológico y Minero* 107, 65-78
- Quesada, C. (1998). A reappraisal of the structure of the Spanish segment of the Iberian Pyrite Belt. *Mineralium Deposita* 33, 31-44.
- Quesada, C., Bellido, F., Dallmeyer, R., Gil Ibarguchi, I., Oliveira, J., Perez-Estaun, A., Ribeiro, A. Robardet, M., Silva, J. (1991). Terranes within the Iberian Massif: correlations with West African sequences. In: *The West African Orogens and Circum-Atlantic Correlations* (R. D. Dallmeyer & J. P. Lecorche, eds.). Berlin: Springer Verlag, 267-294.
- Quesada, C., Fonseca, P., Munhá, J., Oliveira, J. & Ribeiro, A. (1994). The Beja-Acebuches Ophiolite (Southern Iberia Variscan fold belt): geological characterization and geodynamic significance. *Boletín Geológico y Minero* 105-1, 3-49.
- Relvas J. M. R. S. (1991) – *Estudo Geológico e Metalogenético da área do Gavião, Baixo Alentejo*, Unpublished MSc thesis, Portugal, University of Lisbon, 250 pp.
- Relvas, J. M. R. S. (2000) – *Geology and metallogenesis at the Neves Corvo, Portugal*. Unpublished PhD thesis, University of Lisbon, 319 pp.
- Relvas, J.; Tassinari, C.; Munhá, J. & Barriga, F. (2001). Multiple sources for ore forming fluids in the Neves Corvo VHMS deposit of the Iberian Pyrite Belt, Portugal. Strontium, Neodymium and Lead isotope evidence. *Mineralium Deposita* 36 (5), 416-427.

- Relvas, J.M.R.S.; Barriga, F.J.A.S.; Ferreira, A.; Noiva, P. C.; Pacheco, N. & Barriga, G. (2006). Hydrothermal alteration and mineralization in the Neves-Corvo volcanic-hosted massive sulfide deposit, Portugal. I. Geology, mineralogy, and geochemistry. *Economic Geology* 101, 753-790.
- Relvas, J.M.R.S. & Barriga, F.J.A.S. (2006). Hydrothermal alteration and mineralization in the Neves-Corvo volcanic-hosted massive sulfide deposit, Portugal. II. Oxygen, hydrogen, and carbon isotopes. *Economic Geology* 101, 791-804.
- Ribeiro, A., Oliveira, J. T. & Silva, J. B. (1983). La estructura de la Zona Sur Portuguesa. In: *Geología de España* (J. A. Comba, co-ordinator). Instituto Geológico y Minero de España 1, 504-511.
- Ribeiro, A., Quesada, C. & Dallmeyer, R. D. (1990). Geodynamic evolution of the Iberian Massif. In: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia* (R. D. Dallmeyer & E. Martínez García, eds). Berlin: Springer-Verlag, 334-347.
- Rosa, C. J. P. (2007) – Facies Architecture of the Volcano Sedimentary Complex of the Iberian Pyrite Belt, Portugal and Spain. Unpublished PhD thesis, University of Tasmania, 357 pp.
- Rosa, C. J. P.; McPhie, J.; Relvas, J. M. R. S.; Pereira, Z.; Oliveira, T. & Pacheco, N. (2008). Facies analyses and volcanic setting of the giant Neves Corvo massive sulfide deposit, Iberian Pyrite Belt, Portugal. *Mineralium Deposita* 43, 449–466
- Rosa, C. J. P., McPhie, J., & Relvas, J. M. R. S. (2010). Type of volcanoes hosting the massive sulfide deposits of the Iberian Pyrite Belt. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 194 (4), 107–126.
- Rosa, D.R.N.; Inverno, C.M.C.; Oliveira, V.M.J. & Rosa, C.J.P. (2004). Geochemistry of Volcanic Rocks, Albarnea Area, Iberian Pyrite Belt, Portugal. *International Geology Review* 46, 366–383.
- Rosa, D.R.N.; Inverno, C.M.C.; Oliveira, V.M.J. & Rosa, C.J. P. (2006). Geochemistry and geothermometry of volcanic rocks from Serra Branca, Iberian Pyrite Belt, Portugal. *Gondwana Research* 10, 328–339.
- Rosa D.; Finch A.; Andersen, T. & Inverno, C. (2009). U–Pb geochronology and Hf isotope ratios of magmatic zircons from the Iberian Pyrite Belt. *Mineral Petrol* 95, 47–69
- Routhier, P.; Aye, F.; Boyer, C.; Lecolle, M.; Picot, P. & Roger, G. (1980). La ceinture sud-iberique à amas sulfurés dans sa partie espagnole mediane, tableau geologique et metalogenique, synthèse sur le type amas sulfurés volcano-sedimentaires. *Mémoires Bureau de Recherches Géologiques et Minières* 94, 1-265.
- Rudnick, R.L. & Gao, S. (2004). Composition of the Continental Crust. In: *Treatise on Geochemistry, Volume 2* (H.D. Holland & K.K. Turekian, eds.), Elsevier, Amsterdam, 1-64.
- Ruiz, C.; Arribas, A. & Arribas Jr., A. (2002). Mineralogy and geochemistry of the Masa Valverde blind massive sulphide deposit, Iberian Pyrite Belt (Spain). *Ore Geology Reviews* 19, 1–22.

- Ryerson F.J., Watson E.B. (1987). Rutile saturation in magmas: implications for Ti-Nb-Ta depletion in island-arc basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.* 86, 225-239.
- Sáez, R. & Almodóvar, G.R. (1993). Na introduction to the Ore Geology of the Iberian Pyrite Belt. *2<sup>nd</sup> Biennial SGA Meeting, Granada*. Field Trip Guide Book: 1-17.
- Sáez, R.; Almodóvar, G.R. & Pascual, E. (1996). Geological constraints on massive sulphide genesis in the Iberian Pyrite Belt. *Ore Geology Reviews* 11, 429-451.
- Sáez, R.; Pascual, E.; Toscano, M. & Almodóvar, G.R. (1999). The Iberian type of volcano-sedimentary massive sulphide deposits. *Mineralium Deposita* 34, 549-570.
- Sánchez-España, F.J.; Velasco, F. & Yusta, I. (1997) – Hydrothermal alteration geochemistry of some massive sulfide deposits at the Rio Tinto Syncline, Iberian Pyrite Belt. In: *Mineral Deposits: Research and Exploration: where do they meet?*, Papunen (ed.), Balkema, Rotterdam, 375-378.
- Sánchez-España, F.J.; Velasco, F. & Yusta, I. (2000) – Hydrothermal alteration of felsic volcanic rocks associated with massive sulphide deposition in the northern Iberian Pyrite Belt (SW Spain). *Applied Geochemistry* 15 (9), 1265-1290.
- Schermerhorn, L. (1971). An outline stratigraphy of the Iberian Pyrite Belt. *Boletín Geológico y Minero, España*, 82 (3-4), 239-268
- Schutz, W.; Ebner, J. & Meyer, K. (1988). Trondhjemites, tonalites and diorites in the South Portuguese Zone and their relations to the volcanites and mineral deposits in the Iberian Pyrite Belt. *Geologische Rundschau* 76 (1), 2001-2012.
- Silva J.B. (1989). *Estrutura de uma geotransversal da Faixa Piritosa: zona do Vale do Guadiana. Estudo da tectónica pelicular em regime de deformação não coaxial*. Unpublished PhD Thesis, Univ. Lisboa, 294 pp.
- Silva, J.B. & Pereira, M.F. (2004). Transcurrent continental tectonics model for the Ossa-Morena Zone Neoproterozoic–Paleozoic evolution, SW Iberian Massif, Portugal. *Int. J. Earth Sci (Geol Rundsch)* 93, 886-896.
- Silva J.B.; Oliveira J.T. & Ribeiro A., (1990). Structural outline of the South Portuguese Zone. In: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia* (R.D. Dallmeyer & E. Martínez-García, eds.) Berlin: Springer-Verlag, 348-362.
- Strauss, G. K. (1970). Sobre la geología de la provincia piritífera del Suroeste de la Península Ibérica y sus yacimientos, en especial sobre la mina de pirita de Lousal (Portugal): *Memoria del Instituto Geológico y Mineiro de España* 77, 1-266.

- Strauss, G.K. & Madel, J. (1974). Geology of Massive Sulphide Deposits in the Spanish-Portuguese Pyrite Belt. *Geol. Rundsch* 63(1), 191-211.
- Strauss, G.K.; Madel, J. & Fernandez Alonso, F. (1977). Exploration practice for stratabound volcanogenic sulphide deposits in the Spanish-Portuguese Pyrite Belt: geology, geophysics and geochemistry. In: *Time and stratabound ore deposits* (D.D. Klem & H.J. Schneider, eds.). Berlin: Springer-Verlag, 55-93.
- Thiéblemont, D & Téguy, M. (1994). Une discrimination géochimique des roches différenciées témoin de la diversité d'origine et de situation tectonique des magmas calco-alcalins. *C.R. Acad.Sci.Paris*, T. 319 (série II), 87-94.
- Thiéblemont, D.; Marcoux, E.; Téguy, M. & Leistel, J.-M. (1994). Gèneses de la province pyriteuse sud-ibérique dans un paléo-prisme d'accrétion? Arguments pétrologiques. *Bull. Soc. Géol. France*, T.165 (n°5), 407-423.
- Thiéblemont, D., Pascual, E. & Stein, G. (1998). Magmatism in the Iberian Pyrite Belt: petrological constraints on a metallogenetic model. *Mineralium Deposita* 33, 98-110.
- Tole, M. P (1985). The kinetics of dissolution of zircon ( $ZrSiO_4$ ). *Geochim. cosmochim. Acta* 49, 453-458.
- Tornos, F. (2006) Environment of formation and styles of volcanogenic massive sulfides: the Iberian Pyrite Belt. *Ore Geology Reviews* 28, 259–307.
- Tornos, F. & Spiro, B. (1999) – The genesis of shale-hosted massive sulphides in the Iberian Pyrite Belt. In: *Mineral Deposits: processes to processing* (C. Stanley *et al.* eds.). Balkema, Rotterdam, 605-608.
- Tornos, F. & Heinrich, C. A. (2008). Shale basins, sulfur-deficient ore brines and the formation of exhalative base metals deposits. *Chemical Geology* 247, 195-207.
- Tornos, F.; Casquet, C.; Relvas, J.M.R.S.; Barriga, F.J.A.S. & Sáez, R. (2002). The relationship between ore deposits and oblique tectonics: the SW Iberian Variscan Belt. In: *The timing and location of major ore deposits in an evolving orogeny* (D.R.Blundell, F. Neubauer & A. von Quadt, eds). Geological Society London Special Publication 206, 179-198.
- Tornos, F.; César, C. & Relvas, J.M.R.S. (2005). Transpressional tectonics, lower crust decoupling and intrusion of deep mafic sills: a model for the unusual metallogenesis of SW Iberia. *Ore Geology Reviews* 27, 133-163.
- Valenzuela, A.; Donaire, T.; Pin, C.; Toscano, M.; Hamilton, M.A. & Pascual, E. (2011) – Geochemistry and U-Pb dating of felsic volcanic rocks in the RioTinto-Nerva unit, Iberian Pyrite Belt, Spain: crustal thinning, progressive crustal melting and massive sulphide genesis, *Journal of Geological Society of London* 168, 717-731.

- Vidal, O.; Parra, T. & Trotet, F. (2001). A thermodynamic model for Fe-Mg aluminous chlorite using data from phase equilibrium experiments and natural pelitic assemblages in the 100° to 600°C, 1 to 25 kb range. *American Journal of Science* 301, 557-592.
- Vidal, O.; Parra, T. & Vieillard, P. (2005). Thermodynamic properties of the Tschermak solid solution in Fe-chlorite: Application to natural examples and possible role of oxidation. *American Mineralogist* 90, 347-358.
- Vidal, O.; De Andrade, V.; Lewin, E.; Munoz, M.; Parra, T. & Pascarelli, S. (2006). P-T-deformation-Fe<sup>3+</sup>/Fe<sup>2+</sup> mapping at the thin section scale and comparison with XANES mapping: Application to a garnet-bearing metapelite from the Sambagawa metamorphic belt (Japan). *Journal of Metamorphic Geology* 24, 669-683.
- Walshe, J.L. (1986) A six-component chlorite solid solution model and the conditions of chlorite formation in hydrothermal and geothermal systems: *Econ. Geol.* 81, 681-703.
- Watson E.B.; Wark D.A. & Thomas J.B. (2006). Crystallization thermometers for zircon and rutile. *Contrib. Mineral.Petrol.* 151, 413-433.
- Watson, E. B. & Harrison, T. M. (1983). Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth planet. Sci. Lett.* 64, 295-304.
- Whitney, D.L. & Evans, B. W. (2010). Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95, 185–187.
- Winchester, J. A. & Floyd, P.A. (1977). Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20, 325-343.
- Winter, J. D. (2001). Chemical petrology II: trace elements and isotopes. In: *An Introduction to igneous and metamorphic petrology*. Prentice Hall, 155-180.
- Wood, D.A. (1980). The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth Planet. Sci. Lett.* 50 (1), 11–30.
- Zane, A.; Sassi, R. & Guidotti, C. V. (1998). New data on metamorphic chlorite as a petrogenetic indicator mineral, with special regard to greenschist-facies rocks. *The Canadian Mineralogist* 36, 713-726.
- Zang, W. & Fyfe, W. S. (1995). Chloritization of the hydrothermally altered bedrock at the Igarapá Bahia gold deposit, Carajás, Brazil. *Mineralium Deposita*, 30, 30–38.

### Referências citadas noutros trabalhos

- Bea, R. (1996). Residence of REE, Y, Th and U in granites and crustal protoliths; Implications for the chemistry of crustal melts. *Journal of Petrology* 37 (3), 521-552.
- Boogaard, M., 1967. *Geology of Pomarão region (Southern Portugal)*. PhD Thesis. Graffisch Centrum Deltro. Rotterdam.
- Graeser, S.; Schwander, H. & Stalder, H.A. (1973). A solid solution series between xenotime (YtPO<sub>4</sub>) and chernovite (YtAsO<sub>4</sub>). *Mineralogical Magazine* 39, 145-151.
- Kolitsch, U. & Holtstam, D. (2004). Crystal chemistry of REEXO<sub>4</sub> compounds (X = P, As, V). II. Review of REEXO<sub>4</sub> compounds and their stability fields. *European Journal of Mineralogy* 16, 117-126
- Ondrejka, M.; Uher, P.; Pršek, J. & Ozdin, D. (2007). Arsenian monazite-(Ce) and xenotime- (Y), REE arsenates and carbonates from the Tisovec-Rejkovo rhyolite, Western Carpathians, Slovakia: composition and substitutions in the (REE,Y)XO<sub>4</sub> system (X = P, As, Si, Nb, S). *Lithos* 95, 116-129.
- Radoslovich, E.W. (1960). The structure of muscovite KAl<sub>2</sub>(AlSi<sub>2</sub>O<sub>10</sub>)(OH)<sub>2</sub>. *Acta Crystallographica*, 13, 919-932.
- Robert, J.R. (1981). Études cristallographiques sur les micas et les amphiboles. Applications petrographiques et geochemiques. *Thèse d'Etat, Université du Paris XI, France*.
- Velde, B. (1967). Si<sup>4+</sup> content of natural phengites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 14, 250-25





---

---

# ANEXOS

---



## A. Anexo I

**Tabela A-1:** Condições de leitura para os elementos químicos analisados no trabalho de química mineral.

	Perfil de Leitura	Tensão de aceleração do feixe	Elemento analisado	Canal	Cristal analisador	Padrão
Feldspatos	15kV11e_feldsp	15	Mn	1	PETJ	Bustamite
	15kV11e_feldsp	15	Ba	1	PETJ	Benitoite
	15kV11e_feldsp	15	Ca	1	PETJ	Diopside
	15kV11e_feldsp	15	Al	2	TAP	Pyrope
	15kV11e_feldsp	15	Mg	2	TAP	Olivine
	15kV11e_feldsp	15	Na	2	TAP	Tugtupite
	15kV11e_feldsp	15	Ti	3	PETJ	Rutile
	15kV11e_feldsp	15	Sr	3	PETJ	Celestite
	15kV11e_feldsp	15	Fe	4	LIFH	Almandine
	15kV11e_feldsp	15	K	4	PETH	Sanidine
	15kV11e_feldsp	15	Si	4	PETH	
	15kV11e_feldsp	15				
Carbonatos	15kV12e_carbon	15	Ti	1	PETJ	Rutile
	15kV12e_carbon	15	Ba	1	PETJ	Barite
	15kV12e_carbon	15	Ca	1	PETJ	Calcite
	15kV12e_carbon	15	C	2	LDE2	Calcite
	15kV12e_carbon	15	Mg	2	TAP	Almandine
	15kV12e_carbon	15	Na	2	TAP	Jadeite
	15kV12e_carbon	15	Mn	3	PETJ	Bustamite
	15kV12e_carbon	15	Ce	3	PETJ	Monazite
	15kV12e_carbon	15	La	3	PETJ	Monazite
	15kV12e_carbon	15	Zn	4	LIFH	Sphalerite
	15kV12e_carbon	15	Fe	4	LIFH	Almandine
	15kV12e_carbon	15	Sr	4	PETH	Celestite
	15kV12e_carbon	15				
Fosfatos	15kV12e_fosfat	15	Mn	1	PETJ	Bustamite
	15kV12e_fosfat	15	La	1	PETJ	Monazite
	15kV12e_fosfat	15	Nd	1	PETJ	
	15kV12e_fosfat	15	Mg	2	TAP	Periclase
	15kV12e_fosfat	15	Na	2	TAP	Jadeite
	15kV12e_fosfat	15	F	2	TAP	
	15kV12e_fosfat	15	Ce	3	LIF	Monazite
	15kV12e_fosfat	15	Cl	3	PETJ	Tugtupite
	15kV12e_fosfat	15	Sr	3	PETJ	Celestite
	15kV12e_fosfat	15	Fe	4	LIFH	Almandine
	15kV12e_fosfat	15	Ca	4	PETH	Diopside
	15kV12e_fosfat	15	P	4	PETH	Apatite
	15kV12e_fosfat	15				
	15kV12e_fosfat	15				
Pir	15kV14e_piroxe	15	Ni	1	LIF	Nickel Silicide

	15kV14e_piroxe	15	Mn	1	PETJ	Bustamite
	15kV14e_piroxe	15	Cr	1	PETJ	Chromium Oxide
	15kV14e_piroxe	15	Al	2	TAP	Almandine
	15kV14e_piroxe	15	Mg	2	TAP	Diopside
	15kV14e_piroxe	15	Na	2	TAP	Jadeite
	15kV14e_piroxe	15	F	2	TAP	
	15kV14e_piroxe	15	Zn	3	LIF	Sphalerite
	15kV14e_piroxe	15	Ti	3	PETJ	Rutile
	15kV14e_piroxe	15	Ca	3	PETJ	Diopside
	15kV14e_piroxe	15	Fe	4	LIFH	Almandine
	15kV14e_piroxe	15	V	4	LIFH	V
	15kV14e_piroxe	15	K	4	PETH	Sanidine
	15kV14e_piroxe	15	Si	4	PETH	Diopside
Clorite	15kV15e_clorit	15	Mn	1	PETJ	Bustamite
	15kV15e_clorit	15	Cr	1	PETJ	Chromium Oxide
	15kV15e_clorit	15	Ti	1	PETJ	Rutile
	15kV15e_clorit	15	Al	2	TAP	Chlorite
	15kV15e_clorit	15	Mg	2	TAP	Chlorite
	15kV15e_clorit	15	Na	2	TAP	Jadeite
	15kV15e_clorit	15	F	2	TAP	
	15kV15e_clorit	15	Zn	3	LIF	Sphalerite
	15kV15e_clorit	15	Ni	3	LIF	Nickel Silicide
	15kV15e_clorit	15	Cs	3	PETJ	Pollucite
	15kV15e_clorit	15	Ca	3	PETJ	Bustamite
	15kV15e_clorit	15	Fe	4	LIFH	Almandine
	15kV15e_clorit	15	Ba	4	LIFH	Benitoite
	15kV15e_clorit	15	K	4	PETH	Sanidine
	15kV15e_clorit	15	Si	4	PETH	Pyrope
Zircão	15kV15e_zircao	15	Mn	1	PETJ	Bustamite
	15kV15e_zircao	15	La	1	PETJ	Monazite
	15kV15e_zircao	15	Ca	1	PETJ	Apatite
	15kV15e_zircao	15	Ti	1	PETJ	
	15kV15e_zircao	15	Al	2	TAP	Almandine
	15kV15e_zircao	15	Mg	2	TAP	Periclase
	15kV15e_zircao	15	F	2	TAP	
	15kV15e_zircao	15	Zr	2	TAP	
	15kV15e_zircao	15	Ce	3	LIF	Monazite
	15kV15e_zircao	15	Th	3	PETJ	Monazite
	15kV15e_zircao	15	P	3	PETJ	Apatite
	15kV15e_zircao	15	Fe	4	LIFH	Almandine
	15kV15e_zircao	15	Nd	4	LIFH	REE 6
	15kV15e_zircao	15	Hf	4	LIFH	
	15kV15e_zircao	15	Si	4	PETH	

Anfibolas	15kV16e_anfibo	15	Mn	1	PETJ	Bustamite
	15kV16e_anfibo	15	Ti	1	PETJ	Rutile
	15kV16e_anfibo	15	Al	2	TAP	Plagioclase
	15kV16e_anfibo	15	Mg	2	TAP	Diopside
	15kV16e_anfibo	15	Na	2	TAP	Jadeite
	15kV16e_anfibo	15	F	2	TAP	
	15kV16e_anfibo	15	Zn	3	LIF	Sphalerite
	15kV16e_anfibo	15	Cr	3	PETJ	Chromium Oxide
	15kV16e_anfibo	15	Cl	3	PETJ	Tugtupite
	15kV16e_anfibo	15	Fe	4	LIFH	Almandine
	15kV16e_anfibo	15	Ca	4	PETH	Diopside
	15kV16e_anfibo	15	K	4	PETH	Sanidine
	15kV16e_anfibo	15	Si	4	PETH	Diopside
	15kV16e_anfibo	15				
Micas	15kV16e_micas	15	Mn	1	PETJ	Bustamite
	15kV16e_micas	15	Cr	1	PETJ	Chromium Oxide
	15kV16e_micas	15	Ti	1	PETJ	Rutile
	15kV16e_micas	15	Ca	1	PETJ	Diopside
	15kV16e_micas	15	Al	2	TAP	Almandine
	15kV16e_micas	15	Mg	2	TAP	Chlorite
	15kV16e_micas	15	Na	2	TAP	Jadeite
	15kV16e_micas	15	F	2	TAP	
	15kV16e_micas	15	Ni	3	LIF	Nickel Silicide
	15kV16e_micas	15	Cs	3	PETJ	Pollucite
	15kV16e_micas	15	Cl	3	PETJ	Tugtupite
	15kV16e_micas	15	Si	3	PETJ	Olivine
	15kV16e_micas	15	Fe	4	LIFH	Kaersutite
	15kV16e_micas	15	Ba	4	LIFH	Barite
	15kV16e_micas	15	K	4	PETH	Sanidine
	15kV16e_micas	15	Rb	4	PETH	
	15kV16e_micas	15				
Sulfuretos	15kV18e_sulfur	15	Ni	1	LIF	Pentlandite
	15kV18e_sulfur	15	Sb	1	PETJ	Stibnite
	15kV18e_sulfur	15	Cd	1	PETJ	Cd
	15kV18e_sulfur	15	Bi	1	PETJ	Bismuth Selenid
	15kV18e_sulfur	15	In	1	PETJ	
	15kV18e_sulfur	15	Se	2	TAP	Bismuth Selenid
	15kV18e_sulfur	15	As	2	TAP	Galium Arsenide
	15kV18e_sulfur	15	Ge	2	TAP	
	15kV18e_sulfur	15	Zn	3	LIF	Sphalerite
	15kV18e_sulfur	15	Mn	3	PETJ	Bustamite
	15kV18e_sulfur	15	Sn	3	PETJ	Cassiterite
	15kV18e_sulfur	15	Ag	3	PETJ	Ag
	15kV18e_sulfur	15	Pb	3	PETJ	Galena
	15kV18e_sulfur	15	Au	4	LIFH	Au
	15kV18e_sulfur	15				

	15kV18e_sulfur	15	Cu	4	LIFH	Cuprite
	15kV18e_sulfur	15	Co	4	LIFH	Skutterudite
	15kV18e_sulfur	15	Fe	4	LIFH	Pyrite
	15kV18e_sulfur	15	S	4	PETH	Pyrite
Sulfuretos de Zn	15kV18e_sulfZn	15	Ni	1	LIF	Pentlandite
	15kV18e_sulfZn	15	Sb	1	PETJ	Stibnite
	15kV18e_sulfZn	15	Ag	1	PETJ	Ag
	15kV18e_sulfZn	15	Bi	1	PETJ	Bismuth Selenid
	15kV18e_sulfZn	15	In	1	PETJ	
	15kV18e_sulfZn	15	Se	2	TAP	Bismuth Selenid
	15kV18e_sulfZn	15	As	2	TAP	Galium Arsenide
	15kV18e_sulfZn	15	Ge	2	TAP	
	15kV18e_sulfZn	15	Zn	3	LIF	Sphalerite
	15kV18e_sulfZn	15	Mn	3	PETJ	Bustamite
	15kV18e_sulfZn	15	Sn	3	PETJ	Cassiterite
	15kV18e_sulfZn	15	Cd	3	PETJ	Cd
	15kV18e_sulfZn	15	Pb	3	PETJ	Galena
	15kV18e_sulfZn	15	Cu	4	LIFH	Cuprite
	15kV18e_sulfZn	15	Co	4	LIFH	Skutterudite
	15kV18e_sulfZn	15	Fe	4	LIFH	Pyrite
	15kV18e_sulfZn	15	S	4	PETH	Pyrite
	15kV18e_sulfZn	15	Au	4	PETH	Au
Epidoto	15kV23e_epidot	15	Zn	1	LIF	Sphalerite
	15kV23e_epidot	15	Ta	1	LIF	LiTaO3
	15kV23e_epidot	15	Nd	1	LIF	REE 6
	15kV23e_epidot	15	Sm	1	LIF	
	15kV23e_epidot	15	Pr	1	LIF	
	15kV23e_epidot	15	Y	2	TAP	Yttrium Al Garn
	15kV23e_epidot	15	Si	2	TAP	Bustamite
	15kV23e_epidot	15	Mg	2	TAP	Diopside
	15kV23e_epidot	15	Na	2	TAP	Jadeite
	15kV23e_epidot	15	F	2	TAP	
	15kV23e_epidot	15	Al	2	TAP	
	15kV23e_epidot	15	Mn	3	PETJ	Bustamite
	15kV23e_epidot	15	Ce	3	PETJ	Monazite
	15kV23e_epidot	15	La	3	PETJ	Monazite
	15kV23e_epidot	15	Ti	3	PETJ	Rutile
	15kV23e_epidot	15	Ca	3	PETJ	Bustamite
	15kV23e_epidot	15	Nb	3	PETJ	LiNbO3
	15kV23e_epidot	15	Fe	4	LIFH	Haematite
	15kV23e_epidot	15	Cr	4	LIFH	Crocoite
	15kV23e_epidot	15	V	4	LIFH	V
	15kV23e_epidot	15	Ba	4	LIFH	Benitoite
	15kV23e_epidot	15	Th	4	PETH	Monazite

	15kV23e_epidot	15	Zr	4	PETH	Zirconia
Esfena	15kV23e_esfena	15	Zn	1	LIF	Willemite
	15kV23e_esfena	15	Ta	1	LIF	LiTaO3
	15kV23e_esfena	15	Sm	1	LIF	REE 2
	15kV23e_esfena	15	Pr	1	LIF	Monazite
	15kV23e_esfena	15	Nd	1	LIF	REE 6
	15kV23e_esfena	15	Ce	1	LIF	Monazite
	15kV23e_esfena	15	Y	2	TAP	Yttrium Al Garn
	15kV23e_esfena	15	Si	2	TAP	Bustamite
	15kV23e_esfena	15	Al	2	TAP	Plagioclase
	15kV23e_esfena	15	Mg	2	TAP	Periclase
	15kV23e_esfena	15	Na	2	TAP	Jadeite
	15kV23e_esfena	15	F	2	TAP	
	15kV23e_esfena	15	Mn	3	PETJ	Bustamite
	15kV23e_esfena	15	La	3	PETJ	Monazite
	15kV23e_esfena	15	Ti	3	PETJ	Rutile
	15kV23e_esfena	15	Ca	3	PETJ	Diopside
	15kV23e_esfena	15	Nb	3	PETJ	LiNbO3
	15kV23e_esfena	15	Fe	4	LIFH	Haematite
	15kV23e_esfena	15	Cr	4	LIFH	Chromium Oxide
	15kV23e_esfena	15	V	4	LIFH	V
	15kV23e_esfena	15	Ba	4	LIFH	Barite
	15kV23e_esfena	15	K	4	PETH	Sanidine
	15kV23e_esfena	15	Zr	4	PETH	Zirconia
Óxidos	15kV24e_óxidos	15	Zn	1	LIF	Willemite
	15kV24e_óxidos	15	Ca	1	PETJ	Diopside
	15kV24e_óxidos	15	Ag	1	PETJ	Ag
	15kV24e_óxidos	15	Bi	1	PETJ	Bismuth Selenid
	15kV24e_óxidos	15	P	1	PETJ	Apatite
	15kV24e_óxidos	15	Si	2	TAP	Diopside
	15kV24e_óxidos	15	Al	2	TAP	Plagioclase
	15kV24e_óxidos	15	As	2	TAP	Galium Arsenide
	15kV24e_óxidos	15	Mg	2	TAP	Periclase
	15kV24e_óxidos	15	Na	2	TAP	Jadeite
	15kV24e_óxidos	15	Ti	3	PETJ	Rutile
	15kV24e_óxidos	15	K	3	PETJ	Sanidine
	15kV24e_óxidos	15	Pb	3	PETJ	Galena
	15kV24e_óxidos	15	S	3	PETJ	Stibnite
	15kV24e_óxidos	15	Ni	4	LIFH	Nickel Silicide
	15kV24e_óxidos	15	Fe	4	LIFH	Haematite
	15kV24e_óxidos	15	V	4	LIFH	V
	15kV24e_óxidos	15	Ba	4	LIFH	Benitoite

## B. Anexo II

**Tabela B-1:** Síntese da totalidade de lâminas polidas estudadas pertencentes ao eixo vulcânico Figueirinha-Albernoa, com a respectiva referência (REF.), posição no log de sondagem, coordenadas (Coord.) ETRS89 da sondagem ou afloramento-chave, classificação litológica, composicional e tipo de gênese (vulcânica), intensidade de alteração geral, observações e ainda, se foi sujeita a química mineral e química de rocha total.

REF.	Posição no LOG	Localização	Coord. ETRS89	Classificação Litológica	Classificação Composicional	Gênese	Intensidade de Alteração	Observações	Química Mineral	Química de Rocha Total
11-1-D	41,97 m	Malhadinha de Torres (Albernoa)	(17603.483; -205798.913)	Brecha metavulcânica monomítica	Riodacito	Extrusiva	Forte	Fortemente sericitizada (ante-pico metamórfico; com reforço pós-pico; sericitização (sericitização, epidotização e carbonatação incipiente dos Fsp)	Sim	Sim
11-1-F	48,04 m	Malhadinha de Torres (Albernoa)	(17603.483; -205798.913)	Brecha metavulcânica monomítica	Riodacito	Extrusiva	Fraca a moderada	Sericitização fraca a moderada da matriz ( $\pm$ Chl $\pm$ Cb $\pm$ Ep); Fsp fraca a moderadamente sericitizados ( $\pm$ Cb $\pm$ Ep)	Não	Sim
11-1-H	55,28 m	Malhadinha de Torres (Albernoa)	(17603.483; -205798.913)	Brecha metavulcânica monomítica	Riodacito	Extrusiva	Fraca a moderada	Sericitização fraca a moderada da matriz ( $\pm$ Chl $\pm$ Cb $\pm$ Ep); Fsp moderada a fortemente saussuritizados	Não	Sim
11-1-J	65,91 m	Malhadinha de Torres (Albernoa)	(17603.483; -205798.913)	Brecha metavulcânica monomítica	Riodacito	Extrusiva	Variável	Variável: domínios incipientemente alterados e outros intensamente alterados para Ser + Chl $\pm$ Ep	Não	Não
11-1-L	74,80 m	Malhadinha de Torres (Albernoa)	(17603.483; -205798.913)	Brecha metavulcânica monomítica	Riodacito	Extrusiva	Forte	Fraca com pontuações de Ep e Spn (domínio 1); Forte com deposição de Chl, Ep e Ser (domínio 2); pseudomorfose total dos Fsp (saussuritizados)	Sim	Sim
11-1-M	76,50 m	Malhadinha de Torres (Albernoa)	(17603.483; -205798.913)	Brecha metavulcânica monomítica	Riodacito	Extrusiva	Fraca a moderada	Fraca a moderada: sericitização (matriz e Fsp) (domínio 1); Forte com deposição de Chl, Ep e Ser (domínio 2); sericitização ou saussuritização forte dos Fsp	Sim	Sim
11-1-O	83,80 m	Malhadinha de Torres (Albernoa)	(17603.483; -205798.913)	Brecha metavulcânica monomítica	Riodacito	Extrusiva	Forte	Cloritização intensa mascarada por enrubescimento (acompanhada de Ser e Ep (?)); Fsp enrubescidos e sericitizados	Não	Não



<b>11-1-P</b>	93,30 m	Malhadinha de Torres (Albernoa)	(17603.483; -205798.913)	Brecha metavulcânica monomíctica	Riodacito	Extrusiva	Variável	Cloritização moderada a forte nos domínios afectados por brechificação; fracamente alterada para Ser ± Chl ± Ep nos restantes; saussuritização ou sericitização completa dos Fsp	Não	Não
<b>11-1-R</b>	147,40 m	Malhadinha de Torres (Albernoa)	(17603.483; -205798.913)	Brecha metavulcânica monomíctica	Riodacito	Extrusiva	Fraca a moderada	Cloritização fraca a moderada, acompanhada por Ser; domínios mais preservados com Ep	Sim	Sim
<b>11-1-V1</b>	197,29 m	Malhadinha de Torres (Albernoa)	(17603.483; -205798.913)	Brecha metavulcânica monomíctica	Riodacito	Extrusiva	Fraca a moderada	Cloritização fraca a moderada, acompanhada por Ser e Ep; alteração aumenta na proximidade dos fenocristais; saussuritização variável	Não	Sim
<b>11-1-V2</b>	197,29 m	Malhadinha de Torres (Albernoa)	(17603.483; -205798.913)	Brecha metavulcânica monomíctica	Riodacito	Extrusiva	Fraca	Cloritização fraca (acompanhada por Ep); saussuritização forte dos Fsp	Não	Sim
<b>11-1-Z</b>	214,20 m	Malhadinha de Torres (Albernoa)	(17603.483; -205798.913)	Brecha metavulcânica monomíctica	Riodacito	Extrusiva	Moderada	Moderadamente sericitizada (± Chl ± Qz) (ante-pico metamórfico); Fsp fortemente sericitizados	Não	Sim
<b>11-1-AA1</b>	220,10 m	Malhadinha de Torres (Albernoa)	(17603.483; -205798.913)	Brecha metavulcânica monomíctica	Riodacito	Extrusiva	Moderada	Moderadamente sericitizada (± Chl ± Qz) (ante-pico metamórfico); Fsp fortemente sericitizados	Não	Não
<b>11-1-AA2</b>	220,10 m	Malhadinha de Torres (Albernoa)	(17603.483; -205798.913)	Brecha metavulcânica monomíctica	Riodacito	Extrusiva	Incipiente	Sericitização e cloritização incipientes (Ep finamente disseminado); Fsp fortemente saussuritizados	Não	Não
<b>11-1-CC</b>	248,40 m	Malhadinha de Torres (Albernoa)	(17603.483; -205798.913)	Riodacito ["amigdalóide"]	Riodacito	Extrusiva	Moderada	Sericitização ± cloritização moderada a forte (acompanhada por Ep); Fsp moderadamente sericitizados/saussuritizados	Sim	Não
<b>11-1-GG</b>	304,00 m	Malhadinha de Torres (Albernoa)	(17603.483; -205798.913)	Riodacito ["amigdalóide"]	Riodacito	Extrusiva	Forte	Cloritização + sericitização (± Cb) forte; Fsp moderadamente sericitizados/carbonatados	Sim	Sim
<b>TR1- A</b>	80,28 m	Malhadinha de Torres (Albernoa)	(16903.485; -205933.921)	Brecha metavulcânica monomíctica	Riodacito	Extrusiva	Moderada	Moderadamente sericitizada (± Chl ± Qz) (domínio intensamente sericitizado - litoclasto); feldspatos moderada a fortemente saussuritizados	Sim	Sim

<b>TR1- C</b>	102,85 m	Malhadinha de Torres (Albernoa)	(16903.485; -205933.921)	Brecha metavulcânica monomíctica	Riodacito	Extrusiva	Moderada a forte	Moderada a fortemente mente sericitizada ( $\pm$ clorite $\pm$ quartzo)[ante-pico metamórfico]; feldspatos fortemente sericitizados	Não	Não
<b>TR1-E</b>	107,20 m	Malhadinha de Torres (Albernoa)	(16903.485; -205933.921)	Brecha metavulcânica monomíctica	Riodacito	Extrusiva	Moderada a forte	Cloritização moderada a forte, acompanhada por sericitização e carbonatação; presença de Ep submicroscópico; hidrólise dos Fsp é variável	Não	Sim
<b>TR1- G1</b>	135,30 m	Malhadinha de Torres (Albernoa)	(16903.485; -205933.921)	Brecha metavulcânica monomíctica	Riodacito	Extrusiva	Fraca	Silicificação (?); apresenta sericitização incipiente (ante-pico metamórfico); Fsp fraca a moderadamente sericitizados	Não	Não
<b>TR1- G2</b>	135,30 m	Malhadinha de Torres (Albernoa)	(16903.485; -205933.921)	Brecha metavulcânica monomíctica	Riodacito	Extrusiva	Moderada a forte	Sericitização moderada a incipiente, dependendo dos domínios da amostra; sericite em regra acompanhada por Chl e Ep; Fsp fraca a moderadamente sericitizados ( $\pm$ carbonatizados)	Não	Não
<b>VC66</b>	-	Horta das Águas (Albernoa)	(22622.296; -206282.769)	Metavulcanoclástica (Metatufo <i>clast-supported</i> )	Riólito	Piroclástica	Forte	Sericitização e cloritização forte da matriz	Sim	Sim
<b>VC69</b>	-	Monte das Figueiras (Albernoa)	(20773.193; -206763.922)	Metavulcanoclástica (Metatufo <i>clast-supported</i> )	Riólito	Piroclástica	Forte	Sericitização e cloritização forte da matriz	Não	Sim
<b>VC74</b>	-	Monte das Pereiras (Albernoa)	(13761.953; -201646.357)	Brecha metavulcânica monomíctica	Riodacito	Extrusiva	Forte	Sericitização forte ante-pico metamórfico, acompanhada por Chl e Ep (menos ab); Fsp incipiente a moderadamente sericitizados ou saussuritizados	Sim	Sim
<b>VC75</b>	-	Malhada [IP2] (Albernoa)	(15160.039; -202243.738)	Meta-riólito	Riólito	Extrusiva	Fraca	Sericitização incipiente (ante-pico metamórfico, com retoma pós-pico); Fsp incipiente a moderadamente sericitizados	Não	Sim
<b>VC76</b>	-	Vale de Água (Albernoa)	(18262.6; -200254.252)	Metavulcânica félsica (riolítica)	Riólito	Extrusiva ?	Moderada a forte	Sericitização moderada a forte (ante/sin-pico metamórfico com reforço pós-pico; Fsp incipientemente sericitizados	Não	Sim
<b>VC81</b>	-	Galegos (Albernoa)	(18633.392; -204281.432)	Meta-riólito	Riólito	Extrusiva ?	Fraca	Sericitização incipiente ante-pico metamórfico, controlada por descontinuidades estruturais	Não	Sim

<b>VC82</b>	-	Galegos (Albernoa)	(18363.194; -204357.955)	Meta-riólito	Riólito	Extrusiva ?	Fraca	Sericitização incipiente ante-pico metamórfico, controlada por descontinuidades estruturais	Não	Não
<b>VC85</b>	-	Malhadinha de Torres (Albernoa)	(17717.389; -205484.082)	Brecha metavulcânica monomítica	Riodacito	Extrusiva	Moderada a forte	Sericitização (e carbonatização) moderada a forte; Fsp sericitizados e carbonatizados	Não	Sim
<b>VC90</b>	-	Braciosa (Albernoa)	(17179.061; -206462.527)	Meta-riólito	Riólito	Extrusiva ?	Forte	Sericitização forte da matriz (ausência de Fsp)	Não	Sim
<b>VC91</b>	-	Braciosa (Albernoa)	(17164.482; -206481.877)	Meta-riodacito	Riodacito	Extrusiva ?	Forte	Sericitização forte da matriz (acompanhada por carbonatos); Fsp fortemente sericitizados (e carbonatizados)	Não	Sim
<b>VF79</b>	-	Vale de Água (Albernoa)	(18206.766; -200666.722)	Metavolcânica félsica (riólito (?))	Riólito	Extrusiva ?	Fraca a moderada	Alteração fraca a moderada traduzida por mistura de Ser e Chl; Fsp incipientemente alterados	Sim	Sim
<b>VM77-1</b>	-	Vale de Água (Albernoa)	(18259.444; -200495.342)	Rocha intrusiva ou hipabissal (comp. riodacítica)	Riodacito	Subvulcânica	Forte (a intensa)	Sericitização completa dos Fsp; cloritização de fases ferromagnesianas primárias	Não	Sim
<b>VM77-2</b>	-	Vale de Água (Albernoa)	(18259.444; -200495.342)	Rocha intrusiva ou hipabissal (comp. riodacítica)	Riodacito	Subvulcânica	Forte (a intensa)	Sericitização completa dos Fsp; cloritização de fases ferromagnesianas primárias	Não	Sim
<b>V70</b>	-	Monte das Figueiras/Corte de Cobre (Albernoa)	(20231.817; -206283.769)	Rocha intrusiva ou hipabissal (?) (comp. dacítica)	Dacito	Subvulcânica	Forte (a intensa)	Forte obliteração das fases minerais primárias para: Chl, Ser, Cal e Ank	Sim	Sim
<b>VM87</b>	-	Malhadinha de Torres (Albernoa)	(18052.391; -205669.157)	Brecha metavulcânica monomítica	Riodacito	Extrusiva	Moderada	Sericitização e cloritização moderada, acompanhadas por vezes por Ep; Fsp moderadamente saussuritizados ou sericitizados	Não	Sim
<b>AL18</b>	-	Malhadinha de Torres (Albernoa)	(17484.162; -205517.255)	Meta-riodacito	Riodacito	Extrusiva	Fraca a moderada	Sericitização incipiente por vezes acompanhada por Cb; Fsp fortemente hidrolisados (Ser>Ep); cloritização e epidotização de fases ferromagnesianas e cálcicas	Não	Sim

<b>AL25</b>	-	Montes Escudeiros (Albernoa)	(14851.298; -203012.369)	Meta-riodacito	Riodacito	Extrusiva	Fraca a moderada	Sericitização fraca a moderada, por vezes acompanhada por Cb, ante-pico metamórfico	Não	Sim
<b>AVM27</b>	-	Ribeira de Terres (margem esquerda)	(14084.467; -202572.644)	Meta-dacito (a meta-andesito)	Dacito	Extrusiva	Forte	Epidotização, carbonatação e cloritização fortes das fases minerais primárias	Sim	Sim
<b>AVC2</b>	-	Corte de Cobres (Albernoa)	(19169.492; -207727.801)	Meta-riodacito recortado por veios de hematite	Riodacito	Extrusiva	Fraca a moderada	Cloritização e epidotização moderadas a fracas; Fsp alterados para Ep+Chl+Mica	Sim	Sim
<b>AVC9</b>	-	Proximidades da Herdade da Braciosa (Albernoa)	(17415.835; -207210.328)	Meta-riodacito com "infiltração" de (hidr)óxidos de Fe	Riodacito	Extrusiva	Variável	Sericitização variável (acompanhada por Chl e Cb); forte hidrólise dos Fsp (sericite, clorite e epidoto)	Não	Sim
<b>AVC31</b>	-	Monte das Pereiras (Albernoa)	(13847.143; -201741.381)	Meta-riodacito com impregnação de (hidr)óxidos de Fe	Riodacito	Extrusiva	Fraca a moderada	Sericitização (+Ep) fraca a moderada; Fsp fortemente alterados (Ser+ Ep+ Chl)	Sim	Sim
<b>AVC16-1</b>	-	Proximidades da Malhadinha de Torres (Albernoa)	(18277.276; -207369.402)	Contacto metajaspé – metatufito violáceo	-	-	-	-	Não	Sim
<b>AVC16-2</b>	-	Proximidades da Malhadinha de Torres (Albernoa)	(18277.276; -207369.402)	Metatufito violáceo	-	-	-	-	Não	Sim
<b>AVC34</b>	-	Proximidade do Monte das Pereiras (Albernoa)	(14169.495; -201689.297)	Metatufo ou meta-riólito (lava) (?) com infiltração de (hidr)óxidos de Fe	Riólito	?	Forte	Sericitização (+ cloritização) ante-pico metamórfico; forte sericitização dos Fsp	Não	Sim

<b>AB17</b>		Malhadinha de Torres (Albernoa)	(17094.022; -207282.618)	Brecha monomíctica riodacítica	Riodacito	Extrusiva	Fraca a moderada	Alguns domínios apresentam epidotização fraca a moderada, por vezes acompanhada por cloritização; raros domínios sericitizados; Fsp incipientemente alterados	Não	Não
<b>AB30</b>		Monte das Pereiras (Albernoa)	(14023.099; -202011.96)	Brecha monomíctica riodacítica	Riodacito	Extrusiva	Fraca a moderada	Sericitização/cloritização fraca (a moderada em alguns domínios), acompanhadas por epidoto e carbonatos	Não	Não
<b>AB32-1</b>	-	Ribeira de Terres	(14331.412; -202013.017)	Brecha monomíctica riodacítica	Riodacito	Extrusiva	Fraca a moderada	Epidotização incipiente a moderada, acompanhada por Chl ou Ser em alguns domínios; alteração incipiente a fraca dos Fsp	Não	Não
<b>AB32-2</b>	-	Ribeira de Terres	(14331.412; -202013.017)	Brecha monomíctica riodacítica	Riodacito	Extrusiva	Fraca a moderada	Epidotização incipiente a moderada, acompanhada por Chl ou Ser em alguns domínios; alteração incipiente a fraca dos Fsp	Não	Não
<b>18-1-WW</b>	244,10 m	Monte da Lagoa: Figueirinha	(11823.394; -198488.996)	Metatufo clast-supported ou metatufito (?)	-	Piroclástica ?	Moderada a forte	Abundância de Chl e Ser a substituir matriz primária	Não	Sim
<b>18-1-I</b>	93,03 m	Monte da Lagoa: Figueirinha	(11823.394; -198488.996)	Meta-riodacito	Riodacito	Extrusiva	Forte	Matriz fortemente sericitizada (e carbonatizada); cloritização tardia incipiente; Fsp pseudomorfizados por Ser	Não	Sim
<b>18-1-J</b>	94,27	Monte da Lagoa: Figueirinha	(11823.394; -198488.996)	Brecha metavulcânica monomíctica	Riodacito	Extrusiva	Moderada	Sericitização moderada (ante-pico metamórfico), alteração retomada tardiamente com deposição de Cb e Chl; Sericitização fraca a moderada dos Fsp	Não	Sim
<b>18-1-K</b>	100,25 m	Monte da Lagoa: Figueirinha	(11823.394; -198488.996)	Meta-riólito	Riólito	Extrusiva	Incipiente	Matriz incipientemente sericitizada; texturas de desvitrificação de obsidiana; feldspatos incipientemente sericitizados ± carbonatos	Não	Não
<b>18-1-LL</b>	194,35 m	Monte da Lagoa: Figueirinha	(11823.394; -198488.996)	Meta-riodacito	Riodacito	Extrusiva	Incipiente	Matriz incipientemente cloritizada (acompanhada por Ser); Fsp fraca a moderadamente alterados (Ser, Cal, Ank, Qz, Chl)	Sim	Sim

<b>18-1-RR</b>	211,50 m	Monte da Lagoa: Figueirinha	(11823.394; -198488.996)	Meta-riodacito	Riodacito	Extrusiva	Forte	Matriz fortemente sericitizada (e carbonatizada); sericitização e cloritização tardia incipiente; Fsp pseudomorfizados por Ser	Sim	Sim
<b>18-1-TT</b>	221,48 m	Monte da Lagoa: Figueirinha	(11823.394; -198488.996)	Meta-riodacito	Riodacito	Extrusiva	Forte	Matriz fortemente sericitizada (e carbonatizada); sericitização e cloritização tardia incipiente; Fsp pseudomorfizados por Ser	Não	Sim
<b>18-1-UU</b>	228,05 m	Monte da Lagoa: Figueirinha	(11823.394; -198488.996)	Meta-riodacito	Riodacito	Extrusiva	Forte a intensa	Cloritização e sericitização pervasivas; Fsp fracamente sericitizados (+ Cb + Chl)	Sim	Sim
<b>18-1-VV</b>	235,70 m	Monte da Lagoa: Figueirinha	(11823.394; -198488.996)	Metariodacito	Riodacito	Extrusiva	Forte a intensa	Cloritização e sericitização pervasivas acompanhadas por Ep e Cal; Fsp fracamente sericitizados (+ Cb + Chl)	Sim	Não
<b>18-1-Z</b>	147,55	Monte da Lagoa: Figueirinha	(11823.394; -198488.996)	Metatufo clast-supported ou metatufito (?)	?	Piroclástica ?	Moderada a forte	Matriz sedimentar (?) muito rica em Ser e Chl; Fsp pseudomorfizados (Ser)	Sim	Não
<b>18-1-W</b>	135,80 m	Monte da Lagoa: Figueirinha	(11823.394; -198488.996)	Meta-dacito (a meta-riodacito)	Dacito	Extrusiva	Forte	Cloritização forte da matriz, acompanhada por Ep e Cal, bem como mica branca; Fsp saussuritizados	Sim	Não
<b>18-1-X</b>	140,90 m	Monte da Lagoa: Figueirinha	(11823.394; -198488.996)	Meta-dacito	Dacito	Extrusiva	Forte	Cloritização forte da matriz, acompanhada por Ep e Cal, bem como mica branca; Fsp saussuritizados	Não	Sim
<b>18-1-Y</b>	141,55 m	Monte da Lagoa: Figueirinha	(11823.394; -198488.996)	Meta-dacito	Dacito	Extrusiva	Moderada a forte	Cloritização moderada a forte da matriz (depende do domínio); Fsp incipiente a moderadamente saussuritizados (depende do domínio)	Sim	Sim

**Tabela B-2:** Síntese da totalidade de lâminas polidas estudadas pertencentes ao eixo vulcânico Ervidel-Roxo, com a respectiva referência (REF.), posição no log de sondagem, coordenadas (Coord.) ETRS89 da sondagem ou afloramento-chave, classificação litológica, composicional e tipo de gênese (vulcânica), intensidade de alteração geral, observações e ainda, se foi sujeita a química mineral e química de rocha total.

REF.	Posição no LOG	Localização	Coord. ETRS89	Classificação Litológica	Classificação Composicional	Gênese	Intensidade de Alteração	Observações	Química Mineral	Química de Rocha Total
------	----------------	-------------	---------------	--------------------------	-----------------------------	--------	--------------------------	-------------	-----------------	------------------------

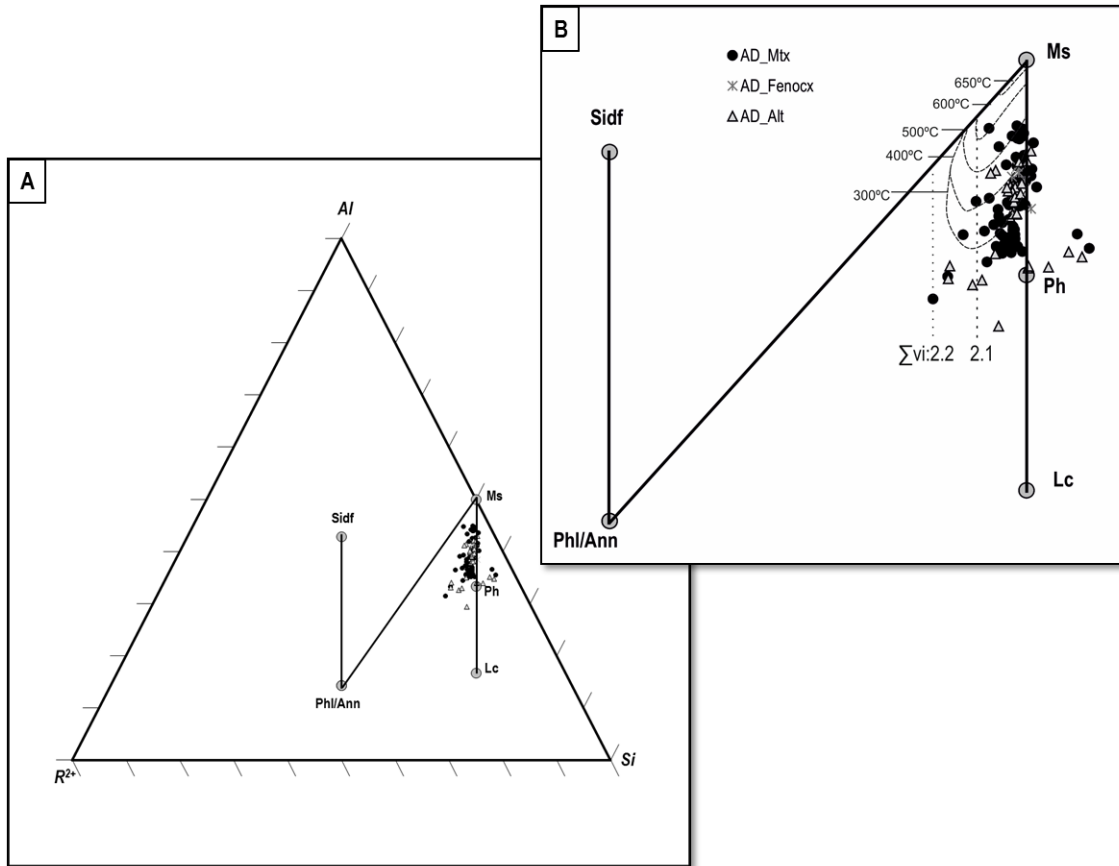
<b>CW2-D</b>	36,70 m	Chaparral W: Ervidel	(4228.317; - 191707.105)	Meta-riólito (a meta-riodacito)	Riólito	Extrusiva	Moderada a forte	Sericitização moderada a forte (e carbonatação) - ante-pico metamórfico; Fsp incipiente a moderadamente sericitizados	Sim	Sim
<b>CW2-F</b>	43,23 m	Chaparral W: Ervidel	(4228.317; - 191707.105)	Contacto meta- riólito (a meta- riodacito)-veio	Riólito	Extrusiva	Forte	Sericitização forte da matriz e fenocristais	Não	Não
<b>CW2-H</b>	52,20 m	Chaparral W: Ervidel	(4228.317; - 191707.105)	Meta-riólito (a meta-riodacito)	Riólito	Extrusiva	Intensa	Sericitização pervasiva (ante-pico metamórfico); cloritização acompanhada por sulfuretos (tardia)	Não	Não
<b>CW2-I</b>	58,05 m	Chaparral W: Ervidel	(4228.317; - 191707.105)	Meta-dacito	Dacito	Subvulcânica ?	Forte	Cloritização e carbonatação completa da matriz intersticial; carbonatação incipiente dos Fsp	Sim	Sim
<b>CW2-L</b>	69,00 m	Chaparral W: Ervidel	(4228.317; - 191707.105)	Meta-riólito (a metariodacito)	Riólito	Extrusiva ?	Intensa	Sericitização pervasiva (ante-pico metamórfico); cloritização acompanhada por sulfuretos (tardia)	Sim	Sim
<b>CW2-SS</b>	341,40 m	Chaparral W: Ervidel	(4228.317; - 191707.105)	Meta-andesito	Andesito	Extrusiva	Forte	Cloritização, carbonatização e cloritização forte das fases primárias; cloritização da matriz	Sim	Sim
<b>CW2-U1</b>	111,50 m	Chaparral W: Ervidel	(4228.317; - 191707.105)	Contacto entre meta-riólito (riodacito) e veio	Riólito	Extrusiva	Moderada a forte	Sericitização moderada a forte - ante-pico metamórfico; Fsp moderada a fortemente sericitizados	Não	Não
<b>CW2-U2</b>	111,50 m	Chaparral W: Ervidel	(4228.317; - 191707.105)	Contacto entre meta-riólito (riodacito) e veio	Riólito	Extrusiva	Moderada a forte	Matriz incipiente a fracamente sericitizada; Fsp fraca a moderadamente sericitizados	Não	Não
<b>CW2-U3</b>	111,50 m	Chaparral W: Ervidel	(4228.317; - 191707.105)	Veio com carbonatos	-	-	-	-	Não	Não
<b>CW2-V</b>	145,70 m	Chaparral W: Ervidel	(4228.317; - 191707.105)	Meta-riólito (a meta-riodacito)	Riólito	Extrusiva	Incipiente a fraca	Matriz incipiente a fracamente sericitizada; Fsp moderada a fortemente sericitizados	Sim	Não
<b>CW2-W</b>	145,90 m	Chaparral W: Ervidel	(4228.317; - 191707.105)	Meta-riólito (a meta-riodacito)	Riólito	Extrusiva	Incipiente a fraca	Matriz incipiente a fracamente sericitizada; Fsp moderada a fracamente sericitizados; domínios cloritizados	Não	Sim

<b>CW2-X</b>	154,00 m	Chaparral W: Ervidel	(4228.317; - 191707.105)	Meta-riólito (a meta-riodacito)	Riólito	Extrusiva	Incipiente a fraca	Matriz incipiente a fracamente sericitizada; Fsp moderada a fracamente sericitizados; domínios cloritizados	Sim	Não
<b>RB48</b>	-	Barragem do Roxo ENE	(6396.084; - 193003.868)	Meta-riólito (a meta-riodacito)	Riólito	Extrusiva	Fraca a moderada	Fraca a moderada (sericitização); enrubescimento moderado	Não	Sim
<b>RB50</b>	-	Barragem do Roxo WNW (Zona da magnetite)	(4987.02; - 191913.121)	Meta-riólito (a meta-riodacito)	Riólito	Extrusiva	Fraca a moderada	Fraca a moderada (sericitização)	Não	Sim
<b>RCHL55</b>	-	Barragem do Roxo WSW	(5752.003; - 193542.94)	Meta-riólito (a meta-riodacito) sericitizado	Riólito	Extrusiva	Forte a intensa	Sericitização forte a intensa	Sim	Sim
<b>RCHL60</b>	-	Margem direita do rio Roxo	(3790.461; - 193138.277)	Rocha metavulcânica cloritizada [meta-dacito a meta-riodacito (?)]	Dacito	Extrusiva	Intensa	Cloritização intensa	Sim	Sim
<b>RCHL66</b>	-	Barragem do Roxo SW	(6006.881; - 194312.026)	Rocha metavulcânica cloritizada [meta-riodacito a meta-riólito (?)]	Riodacito	Extrusiva	Intensa	Cloritização intensa	Sim	Não
<b>RL37</b>	-	Barragem do Roxo - Mina da Juliana	(7287.924; - 195420.452)	Meta-dacítico (a meta-riodacito)	Dacito	Extrusiva	Forte a intensa	Cloritização, epidotização e carbonatação forte a intensa da rocha original	Não	Sim
<b>RL44</b>	-	Barragem do Roxo (E)	(7517.459; - 194053.942)	Meta-dacito (?)	Dacito	Extrusiva	Forte	Cloritização (e carbonatação) forte das fases minerais primárias	Sim	Sim
<b>RL61</b>	-	Margem direita do rio Roxo	(3805.277; - 193140.782)	Meta-riodacito	Riodacito	Extrusiva	Moderada	Cloritização forte e epidotização moderada ( $\pm$ carbonatação)	Sim	Sim
<b>RPM62</b>	-	Margem direita do rio Roxo	(4039.169; - 193065.111)	Meta-andesito a dacito	Andesito	Extrusiva	Fraca a moderada	Fraca a moderadamente alterada para Chl e Ep, por vezes acompanhados por Ser	Sim	Sim
<b>RPM65</b>	-	Margem esquerda do rio Roxo	(3965.94; - 193183.525)	Meta-dacito (a andesito)	Dacito	Extrusiva	Fraca a moderada	Fraca a moderadamente cloritizada	Sim	Sim
<b>RSER54</b>	-	Barragem do Roxo SW	(6008.565; - 194249.164)	Meta-riólito (a meta-riodacito)	Riólito	Extrusiva	Moderada	Silicificação (?), cloritização e sericitização (moderadas)	Sim	Sim

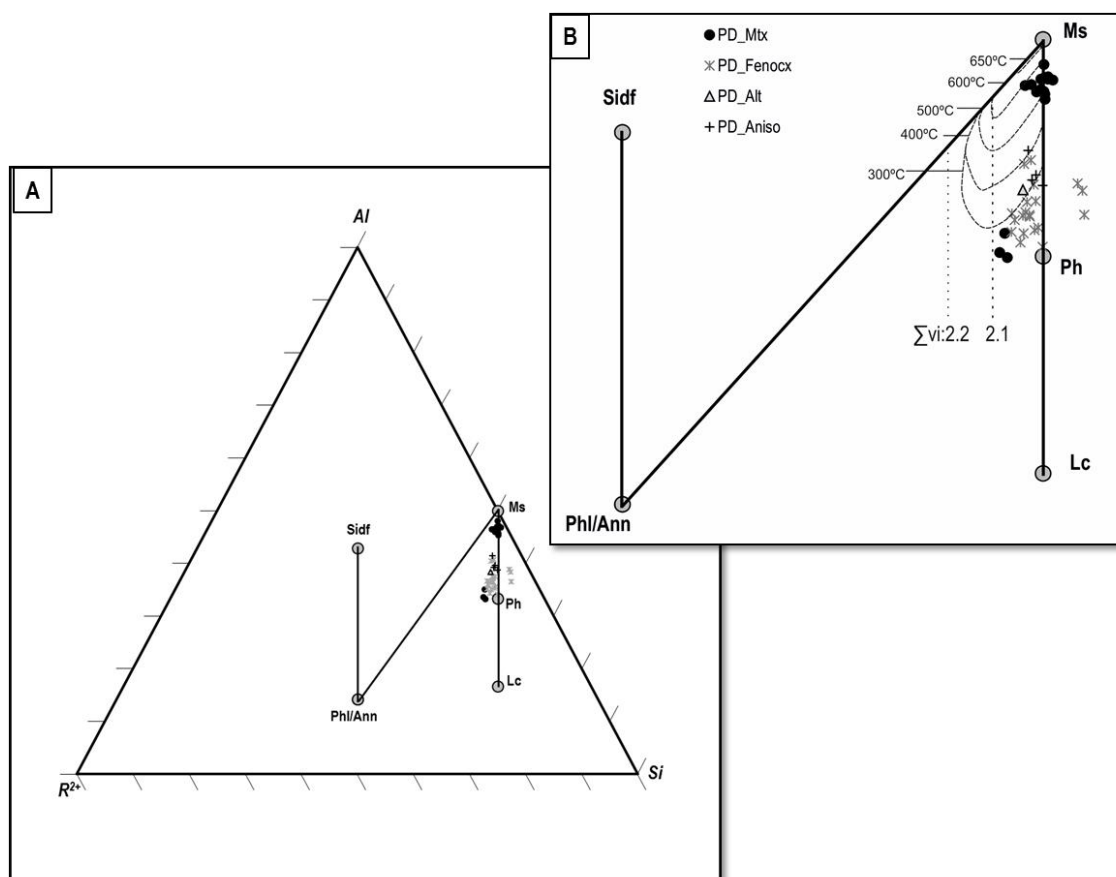


<b>RVC40</b>	-	Barragem do Roxo ENE (Pé pequeno)	(6308.215; -194098.038)	Meta-riólito	Riólito	Extrusiva	Fraca a moderada	Fraca a moderada (sericitização)	Não	Sim
<b>RVC51</b>	-	Barragem do Roxo WNW (Zona da magnetite)	(5086.968; -192007.671)	Meta-riólito (com veios de hematite)	Riólito	Extrusiva	Moderada	Moderada (sericitização)	Sim	Sim
<b>RVM63</b>	-	Margem direita do rio Roxo	(4073.503; -193051.599)	Meta-andesito	Andesito	Extrusiva	Moderada a forte	Cloritização e epidotização da matriz; piroxena anfibolitizada (?) e cloritizada	Sim	Sim
<b>RVM64</b>	-	Junto à barragem do Roxo	(4516.111; -192976.049)	Meta-andesito?	Andesito ?	Extrusiva ?	Fraca	Cloritização acompanhada de esfena e calcite da matriz intersticial; Fsp preservados; textura intersectal com mais de 80%Fsp	Sim	Sim
<b>VC1</b>	-	Quartijos (Roxo)	(6895.368; -194451.956)	Meta-riólito (a meta-riodacito)	Riólito	Extrusiva	Fraca	Sericitização incipiente; Fsp moderadamente sericitizados	Não	Sim
<b>VC25</b>	-	ETAR (Roxo)	(4501.64; -193536.048)	Meta-riólito (a meta-riodacito)	Riólito	Extrusiva	Forte	Sericitização forte da matriz e fenocristais	Não	Sim
<b>VC5</b>	-	Quartijos (Roxo)	(7745.169; -194573.515)	Meta-riólito (a meta-riodacito)	Riólito	Extrusiva	Moderada	Moderadamente sericitizada (ante-pico metamórfico; com reforço pós-pico; sericitização (e carbonatação incipiente dos Fsp)	Não	Sim
<b>VC6</b>	-	Quartijos (Roxo)	(7745.169; -194573.515)	Meta-riólito (a meta-riodacito)	Riólito	Extrusiva	Moderada	Moderadamente sericitizada (ante-pico metamórfico; com reforço pós-pico; sericitização (e carbonatação incipiente dos Fsp)	Não	Sim
<b>VC9</b>	-	Monte de Santo Antônio (Roxo)	(1985.969; -198632.029)	Metavulcanoclástica (Metatufo clast-supported)	Riólito	Piroclástica	Fraca	Sericitização da matriz (matriz pouco abundante)	Não	Sim
<b>VM26</b>	-	ETAR (Roxo)	(4383.084; -193795.109)	Meta-andesito	Andesito	Extrusiva	Forte	Matriz sericitizada e cloritizada; epidotização, carbonatação, cloritização de fases primárias	Sim	Sim
<b>VM4</b>	-	Quartijos (Alb. Roxo)	(7539.84; -194653.727)	Meta-dacito (a meta-andesito)	Dacito	Extrusiva	Forte	Matriz sericitizada e cloritizada; epidotização e cloritização de fases primárias	Sim	Sim

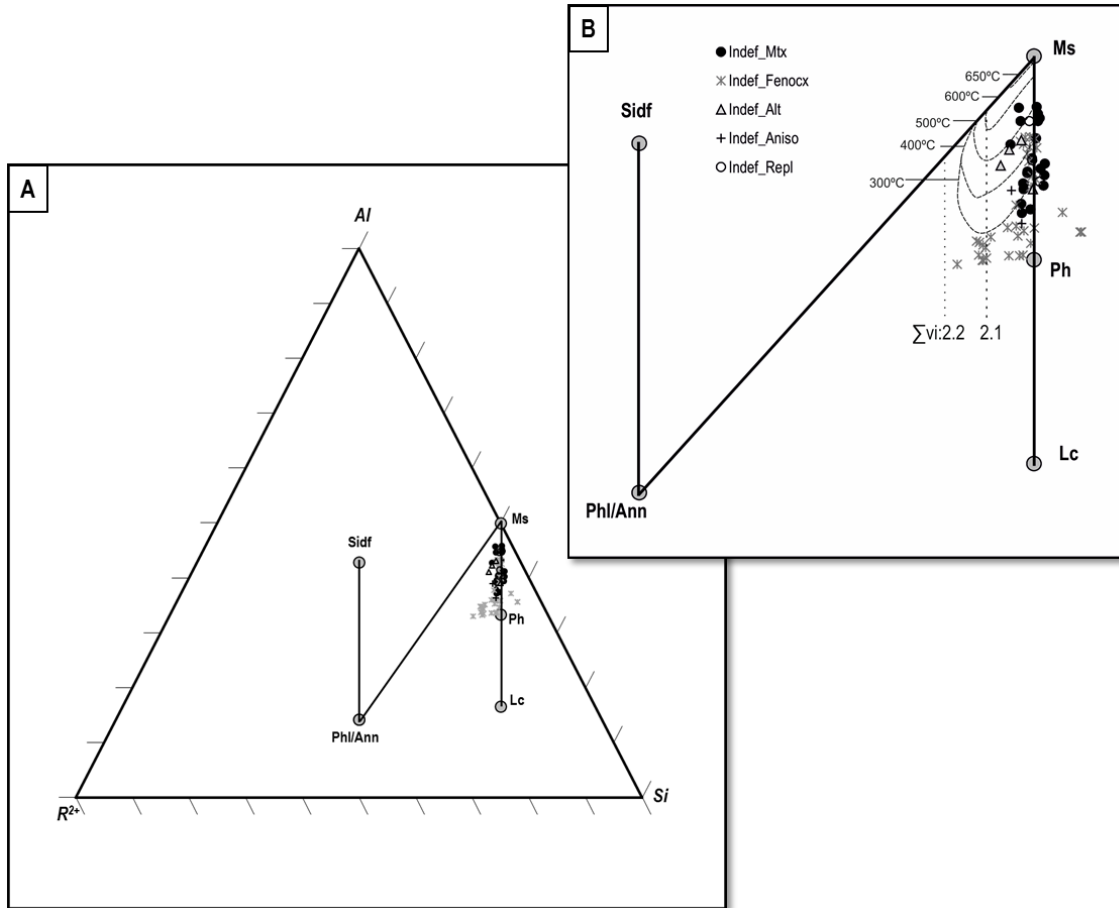
## C. Anexo III-1



**Figura C-1:** **A)** Projecção dos termos de composição ideal moscovite (Ms), fengite (Ph), leucofilite (Lc), siderofilite (Sidf) e flogopite/anite (Phl/Ann) no diagrama ternário  $R^{2+}$ -Al-Si e das análises de clorites ante-deformação (AD) obtidas para amostras representativas dos eixos vulcânicos de Ervidel-Roxo e Figueirinha-Albernoa. e **(B)** Distribuição das análises obtidas pelos domínios de estabilidade térmica obtidos experimentalmente para o sistema  $K_2O - FeO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$ . Os acrónimos Mtx, Fenocx e Alt significam matriz, fenocristais (hidrólise de fenocristais de feldspato) e alteração (domínios de alteração), respectivamente.

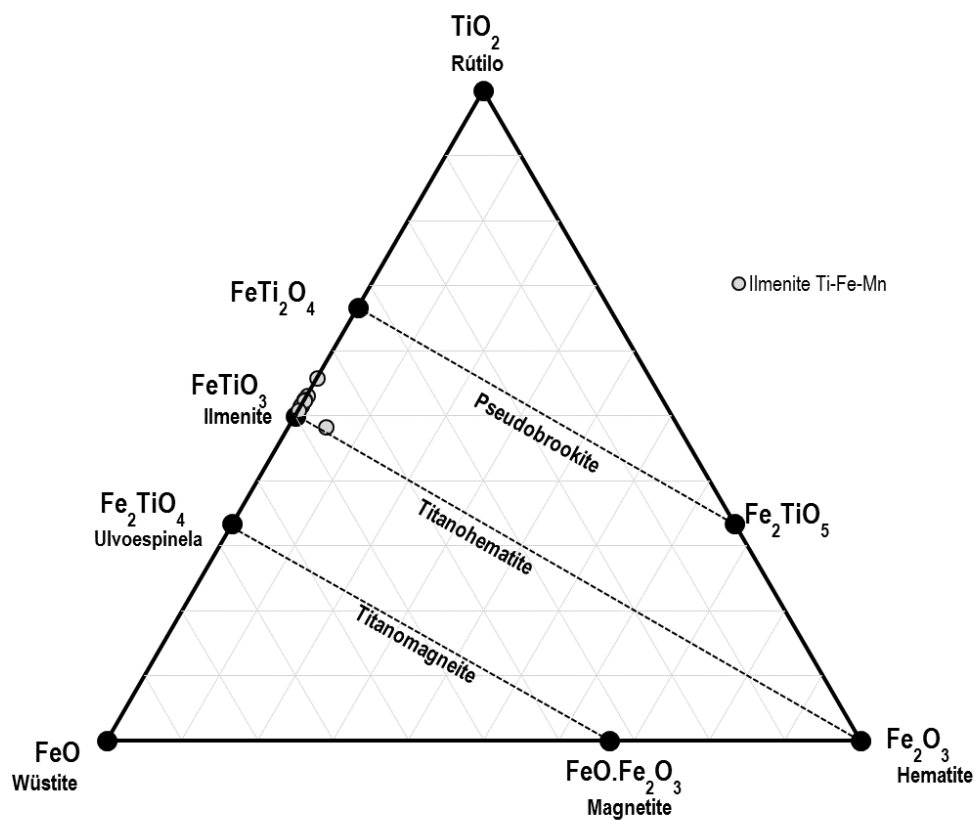


**Figura C-2:** Projecção dos termos de composição ideal moscovite ( $Ms$ ), fengite ( $Ph$ ), leucofilita ( $Lc$ ), siderofilite ( $Sidf$ ) e flogopite/anite ( $Phl/Ann$ ) no diagrama ternário  $R^{2+}$ -Al-Si e das análises de clorites pós-deformação (PD) obtidas para amostras representativas dos eixos vulcânicos de Ervidel-Roxo e Figueirinha-Albernoa. e (B) Distribuição das análises obtidas pelos domínios de estabilidade térmica obtidos experimentalmente para o sistema  $K_2O - FeO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$ . O acrónimo Aniso significa anisotropias; os restantes acrónimos estão de acordo com o que foi estipulado na **Figura C-1**.



**Figura C-3:** Projecção dos termos de composição ideal moscovite ( $Ms$ ), fengite ( $Ph$ ), leucofilite ( $Lc$ ), siderofilite ( $Sidf$ ) e flogopite/anite ( $Phl/Ann$ ) no diagrama ternário  $R^{2+}$ -Al-Si e das análises de "clorites indefinidas" ( $Indef$ ) obtidas para amostras representativas dos eixos vulcânicos de Ervidel-Roxo e Figueirinha-Albernoa. e (B) Distribuição das análises obtidas pelos domínios de estabilidade térmica obtidos experimentalmente para o sistema  $K_2O - FeO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$ . O acrónimo Repl significa substituição (da matriz e fenocristais de fases minerais primárias indiferenciadamente); os restantes acrónimos estão de acordo com o que foi estipulado na **Figura C-1** e **Figura C-2**.

## D. Anexo III-2



**Figura D-1:** Diagrama classificativo dos óxidos e hidróxidos de Fe e Ti com base no sistema ternário FeO (wüstite), TiO<sub>2</sub> (rútilo) e Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (hematite) (adaptado de Butler, 1992, 2004). Tomou-se como "Fe<sup>2+</sup>" o valor da soma Fe<sup>2+</sup> + Mn.

## E. Anexo IV-1

**Tabela E-1:** Valores de Normalização Relativamente ao Manto Primitivo (PM) (in Palme & O'Neill, 2004).

Manto Primitivo Palme & O'Neill (2004)			
Elemento	Valor (ppm)	Elemento	Valor (ppm)
P	86	Ce	1.786
K	260	Nd	1.327
Ti	1282	Sm	0.431
Cr	2520	Tb	0.105
Rb	0.605	Yb	0.462
Sr	20.3	Lu	0.0711
Y	4.37	Hf	0.3
Zr	10.81	Ta	0.04
Nb	0.588	Pb	0.185
Cs	0.018	Th	0.0834
Ba	6.75	U	0.0218
La	0.686		

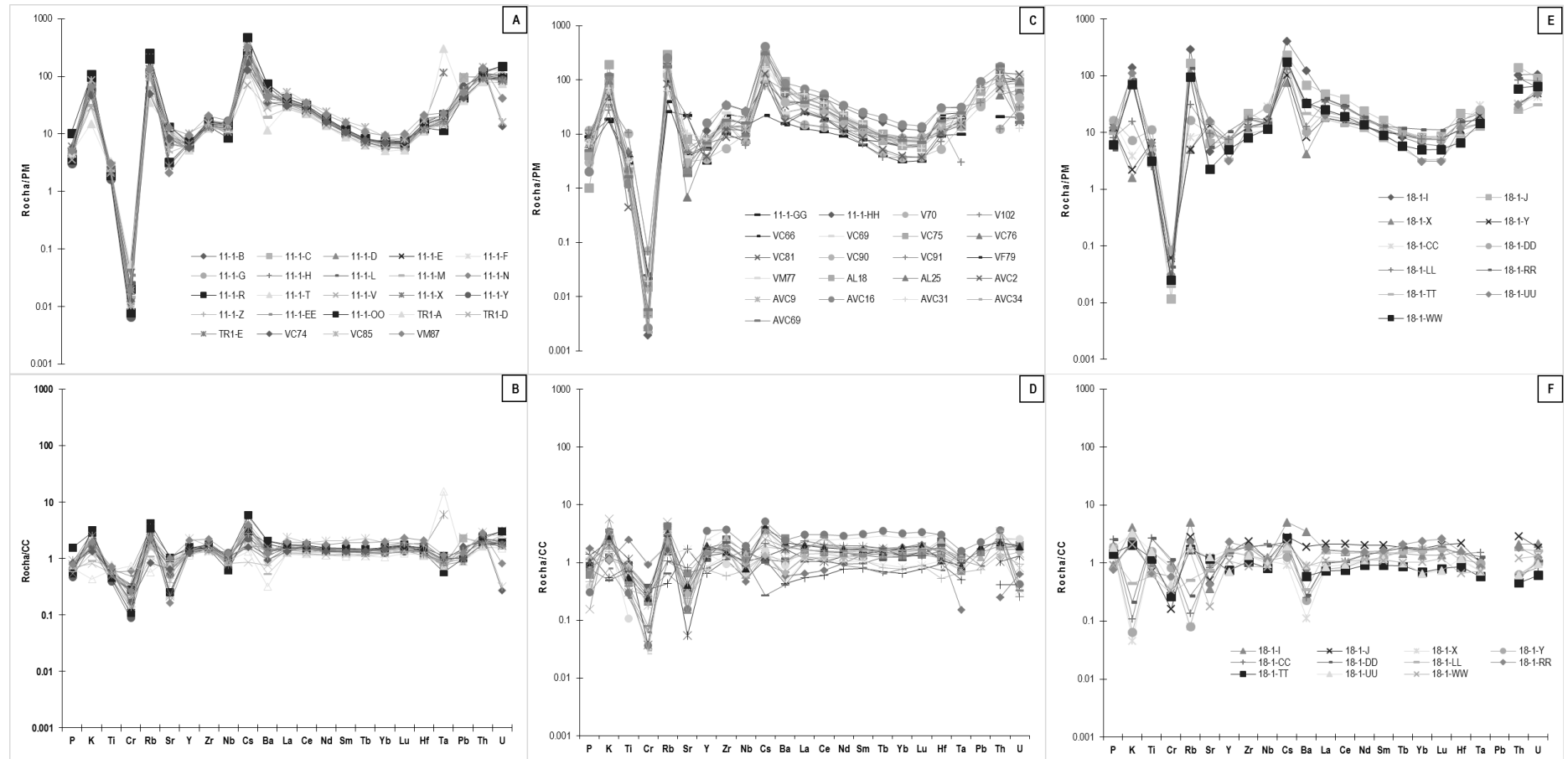
**Tabela E-2:** Valores de Normalização Relativamente à Crosta Continental (CC) (in Rudnick & Gao, 2004).

Crosta Continental Rudnick & Gao (2004)			
Elemento	Valor (ppm)	Elemento	Valor (ppm)
P	567	Ce	33
K	9100	Nd	16
Ti	5400	Sm	3.5
Cr	185	Tb	0.6
Rb	37	Yb	2.2
Sr	260	Lu	0.3
Y	20	Hf	3
Zr	100	Ta	0.8
Nb	8	Pb	8
Cs	1.5	Th	4.2
Ba	250	U	1.1
La	16		

**Tabela E-3:** *Valores de Normalização Relativamente ao Condrito (C1) (in Palme & Jones, 2004).*

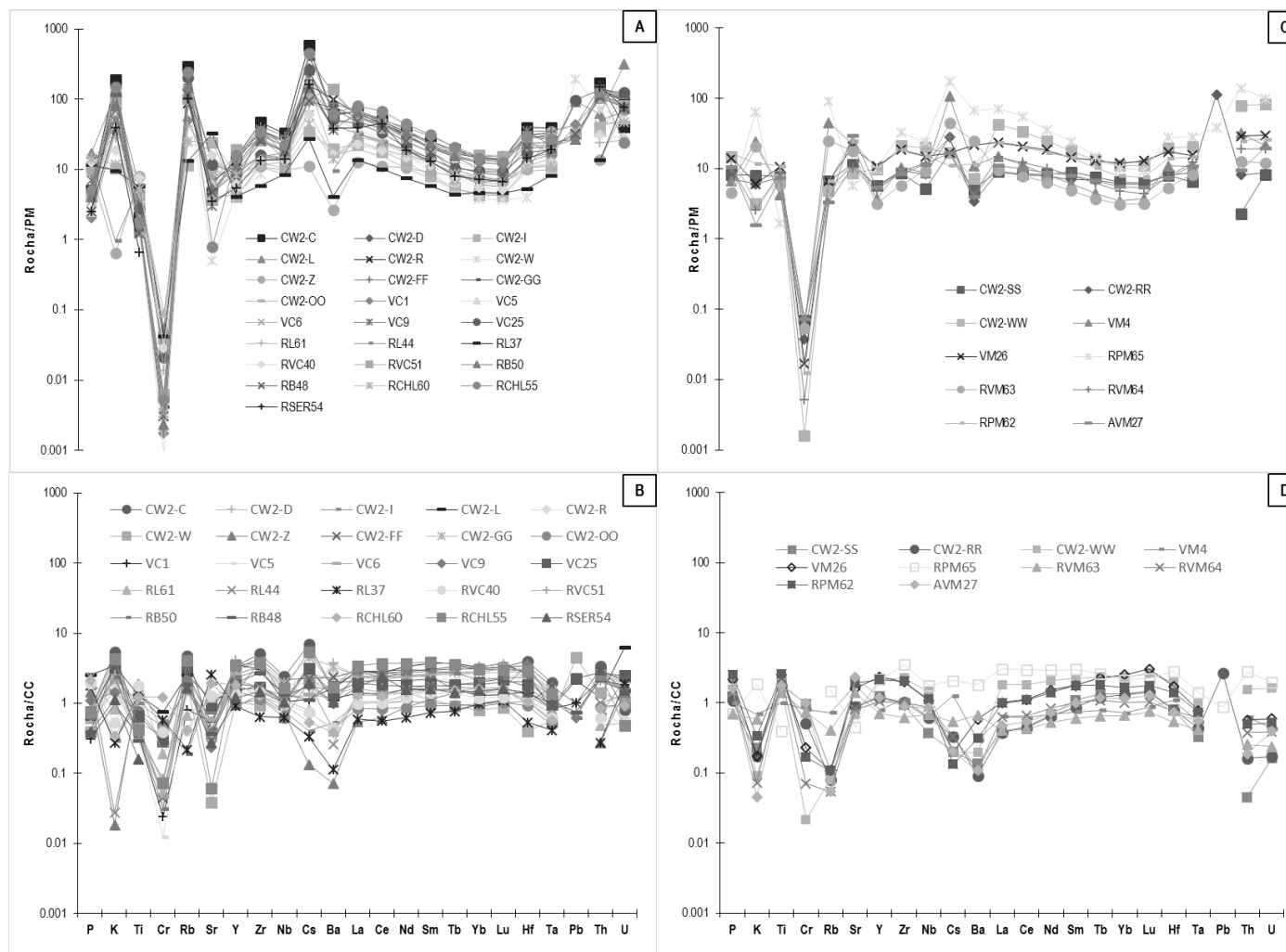
<b>Condrito C1</b>	
<b>Palme &amp; Jones</b>	
<b>(2004)</b>	
<b>La</b>	0.245
<b>Ce</b>	0.638
<b>Pr</b>	0.0964
<b>Nd</b>	0.474
<b>Sm</b>	0.154
<b>Eu</b>	0.058
<b>Gd</b>	0.204
<b>Tb</b>	0.0375
<b>Dy</b>	0.254
<b>Ho</b>	0.0567
<b>Er</b>	0.166
<b>Tm</b>	0.0256
<b>Yb</b>	0.165
<b>Lu</b>	0.0254

## F. Anexo IV-2



**Figura F-1:** Distribuição dos padrões de concentração normalizada de elementos tendencialmente imóveis relativamente ao Manto Primordial (PM) [em cima] e à Crosta Continental (CC) [em baixo], organizados de acordo com o número atômico crescente. Projeções em: (A) e (B) para as brechas metavulcânicas monomíticas da Região de Albergaria; (C) e (D) para as rochas metavulcânicas félsicas s.l (exclui as brechas) da região de Albergaria; (D) e (E) para as rochas metavulcânicas félsicas s.l. da região da Figueirinha. Valores de normalização segundo Palme & O'Neill (2004) [PM] e Rudnick & Gao (2004) [CC].





**Figura F-2:** Distribuição dos padrões de concentração normalizada de elementos tendencialmente imóveis relativamente ao Manto Primordial (PM) [em cima] e à Crosta Continental (CC) [em baixo], organizados de acordo com o número atômico crescente. Projecções em: (A) e (B) para as rochas félsicas s.l. do eixo vulcânico de Ervidel-Roxo; (C) e (D) para as rochas intermédias dos eixos vulcânicos de Ervidel-Roxo e Figueirinha-Albernoa. Valores de normalização segundo Palme & O'Neill (2004) [PM] e Rudnick & Gao (2004) [CC].